



TITLE:

均質土壌中の熱・水分移動特性に関する研究(Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

諸泉, 利嗣

CITATION:

諸泉, 利嗣. 均質土壌中の熱・水分移動特性に関する研究. 京都大学, 1997, 博士(農学)

ISSUE DATE:

1997-01-23

URL:

<https://doi.org/10.11501/3120426>

RIGHT:

均質土壌中の熱・水分移動特性 に関する研究

諸 泉 利 嗣

目 次

第1章 結 論	1
1. 1 土壤中の熱・水分移動研究の重要性	1
1. 2 本論文の目的と構成	2
第2章 従来の研究と課題の設定	
— 土壤中の熱・水分同時移動を中心として —	5
2. 1 飽和土壤中の熱移動	5
2. 1. 1 佐藤の研究	6
2. 1. 2 藤縄の研究	6
2. 2 不飽和土壤中の熱・水分同時移動	7
2. 2. 1 基礎理論の展開	7
2. 2. 2 理論の室内実験および野外観測への適用	9
2. 3 研究課題の設定	15
第3章 飽和土壌層内における熱移動特性	21
3. 1 概 説	21
3. 2 熱移動基礎方程式の簡略化	21
3. 3 実験概要	25
3. 4 カラム壁面からの熱損失	28
3. 4. 1 熱損失係数の推定	28
3. 4. 2 カラム壁の等価熱伝導率の推定	29
3. 5 飽和砂土の実験結果	31
3. 5. 1 熱伝導率の最適化	31
3. 5. 2 自然対流の影響についての考察	37
3. 6 結 語	40

第4章 不飽和土壌層内における熱・水分移動特性	43
4.1 概説	43
4.2 実験概要	44
4.2.1 実験装置	44
4.2.2 実験手順	44
4.3 熱・水同時移動基礎方程式	45
4.3.1 水分移動	45
4.3.2 熱移動	47
4.4 数値解析	48
4.4.1 有限要素法による近似	48
4.4.2 初期条件と境界条件	50
4.4.3 パラメータの定式化	50
4.5 解析結果と考察	56
4.5.1 温度変化	56
4.5.2 圧力水頭変化	60
4.5.3 水分・熱フラックス	63
4.6 結語	66
第5章 野外における不飽和土壌帯中の熱・水分移動特性	69
5.1 概説	69
5.2 観測概要	70
5.2.1 観測方法	70
5.2.2 気象概況	72
5.3 数値解析	74
5.3.1 基礎方程式	74
5.3.2 数値解析法	77
5.3.3 初期条件と境界条件	77
5.3.4 土壌パラメータの定式化	78
5.4 計算値と実測値の比較	84
5.4.1 地温変化	84

5.4.2 圧力水頭変化	84
5.5 考察	86
5.5.1 水分・熱フラックス	86
5.5.2 補正係数 α に関する検討	89
5.5.3 地表面境界条件に関する検討	91
5.5.4 蒸発量	93
5.6 結語	94

第6章 結論	99
--------------	----

謝辞	102
----------	-----

第1章 緒 論

1. 1 土壌中の熱・水分移動研究の重要性

水は地球上の環境形成に重要な役割を果たしているとともに、地球上の生命活動を維持していく上で、最も基本的な物質である。特に、水が地球上の環境形成という面で大きな役割を果たすことができるのは、水が太陽からの熱エネルギーの供給を受けながら蒸発と凝縮を繰り返し、地球上を循環するためである。当然のことながら、こうした水と熱エネルギーの循環は、地球水循環の素過程を形成する一つの場合である農地においても生じる。

一般に、農地などの地表面付近の不飽和土壌帯では、太陽エネルギーの供給を受けて地表面温度が上昇し大きな温度勾配が生じる。この温度勾配は土壌中の水分移動を引起し、土中の水分分布や蒸発量に大きな影響を与える。同時に、土壌の水分分布の変化・水分移動によって、土壌中の熱伝導率や比熱が変化し、それに伴い熱移動が生じ、土壌中の温度環境が変わる。土壌中の温度勾配が発生する所では、いたる所でこのような熱と水の同時移動現象が生じている。こうした現象は、実際の圃場では必ず起こる現象であり、裸地面蒸発、半乾燥地域の塩類集積、土壌の乾燥過程、凍結・融解過程、種子の発芽や根の生長など様々な問題に関係している。

一方、地表面付近だけでなく、地下帯水層中においても熱・水分移動現象が生じている。例えば、温水を注入して、融雪、ハウス栽培などの熱源として地下水を利用する場合（帯水層熱エネルギー貯留、ATES）、帯水層およびそれに続く不飽和土壌帯中に温度勾配が形成され、熱と水分の同時移動が生じる。このため、熱エネルギーを効率的に帯水層に貯留するためには、飽和土壌中の熱移動現象や不飽和土壌中の熱・水分同時移動現象に関する知見が不可欠となる。また、最近では、産業廃棄物による地下水汚染や核廃棄物の地層処分等に関わる温度勾配下の地下水の動態予測を行う場合にも、土壌中の熱と水分の取扱いが重要となってくる。

このように、土壌中の熱と水分の移動現象は、農業土木学や水文学分野の様々な問題に関連し、水文サイクルの一部として基礎的かつ非常に重要な役割を担っており、土壌の熱・水環境や気象環境形成機構などを検討する上で、その移動特性を把握しておくことは極めて重要な研究課題である。

1. 2 本論文の目的と構成

本研究は、上述した観点から、熱・水分移動現象の生起する場を、地下帯水層とそれに続く不飽和土壌層、および地表面付近不飽和土壌帯の3つの領域に分けて、それぞれの領域における熱・水分移動特性を、室内実験および野外観測結果と理論モデルによるシミュレーションの両面から明らかにしようとするものである。本論文は、その研究成果を取りまとめたものであって、次のような内容から構成されている。

第2章では、土壌中の熱・水分移動に関する従来の研究を、室内実験および観測結果に理論を適用して解析した研究成果を中心に整理し、それらの研究を概観する。さらに、その結果に基づき研究課題の設定を行う。

第3章では、不飽和土壌帯中の熱・水分同時移動の検討に先立ち、まず、飽和土壌層内の熱移動実験を行い、その結果を熱移動モデルによってシミュレーションし、自然対流の影響度や熱分散を含む熱伝導率などの熱移動機構について検討する。また、予備実験により、従来考慮されることのなかったカラムからの熱損失についても検討し、その結果を熱損失項という形で熱移動モデルに組み込み、より精度の高い解析を行う。

第4章では、地下水面をもつ不飽和土壌カラムを用いて熱・水分同時移動実験を行い、その結果と熱・水分同時移動モデルによるシミュレーション結果を比較検討し、モデルの妥当性と不飽和土壌層内の熱・水分移動機構について考察する。また、不飽和透水係数がシミュレーション結果に与える影響についても検討を加えている。

第5章では、第4章で用いた熱・水分同時移動モデルを野外観測で得られた実測結果に適用し、複雑に日変化する自然の気象条件下における表層不飽和土壌帯中の熱・水分移動特性について検討を行っている。さらに、

温度勾配による水蒸気拡散係数中のパラメータと地表面境界条件がモデルの出力（地温と圧力水頭）に与える影響、および水収支法による蒸発量の算定についても検討を加える。

第6章では、以上の研究結果を要約して、本論文の結論としている。

第2章 従来の研究と課題の設定

ー 土壌中の熱・水分同時移動を中心としてー

土壌中の熱・水分移動に関する研究例はこれまでに数多くあるが、本章では、

①飽和土壌帯中の熱移動、

②不飽和土壌帯中の熱・水分同時移動

の2つの場合に分けて、これまでの研究成果を概観する。なお、本章では従来の研究に関して、主に②について述べているが、これは、本章以降の章立てからもわかるように、本論文では特に②について重点的に検討しているためである。

2.1 飽和土壌中の熱移動

飽和土壌中の熱移動機構に関する研究は、これまでに数多くある。例えば、飽和多孔体中の熱伝導に力点をおいた研究（佐藤，1982；藤縄，1991a;1991bなど）、飽和多孔体中の熱対流に力点をおいた研究（Combarous & Bories, 1975；藤縄，1992a;1992bなど）、熱分散機構を対象とした研究（内田ほか，1987など）、各種土壌の熱伝導率を対象とした研究（柏淵，1972；石田ほか，1984など）、野外蓄熱試験（Molz et al, 1979；1981；1983a；1983bなど）及びそのシミュレーション（Tsang et al, 1981；Buscheck et al, 1983など）などのような野外における実際的な研究などがあり、いくつかの分野にわたっている。

本論文では、第3章において飽和土壌層内の熱移動について検討している。したがって、本節では、上述した研究例の中から、飽和多孔体中の熱伝導機構を対象とした、佐藤（1982）と藤縄（1991a；1991b）の研究成果について概観する。

2.1.1 佐藤の研究

佐藤(1982)は、地下水飽和地盤、地下水流による熱移動を前提に、室内実験装置を用いて、乾燥および飽和多孔体の熱移動の性質、熱移動モデルと支配方程式の解析解およびそのパラメーターの決定法について検討している。その結果、水で飽和された多孔体の熱移動では、熱移動形式の中で熱伝導と対流が支配的であると考えられるが、特に、多孔体の構成粒径、空隙規模が小さい場合、自然対流が発生・成長しにくいことを実験結果より推察した。このことから、熱伝導モデルとしては固相と間隙水を一体と見なしたフーリエの熱伝導モデルで実験結果を十分説明し得ると結論づけた。また、乾燥多孔体と飽和多孔体の温度伝導率は、飽和多孔体の方が明らかに大きくなることを示した。

2.1.2 藤縄の研究

藤縄(1991a)は、水や空気などの流体で完全に飽和した多孔体中におけるミクロな熱伝導機構を明らかにするために、固体相と流体相の温度を独立した物理変数で表現できる2相系の熱伝導理論を構築し、導かれた連立偏微分方程式を有限要素法で解く方法を開発した。数値解の精度が厳密解と比較して十分高いことを確認した上で、様々なパラメーターをもつ系に対してシミュレーションを行い、飽和多孔体中の熱伝導特性として、多孔体の粒径の大きさや、液体相と固体相の温度拡散率の違いが液体相と固体相それぞれの温度変化に大きく影響することを示した。

さらに、藤縄(1991b)は、飽和多孔体中の熱伝導実験を行い、得られた実験結果と上述した計算結果を比較検討し、流体により飽和した多孔体中における熱伝導メカニズムについて考察を行った。その結果、水飽和試料においても空気飽和試料においても固体相と熱的に連結する熱橋作用があること、温度拡散率が大きく異なる系においては2相系熱伝導理論を用いる必要があることなどを示した。また、無数の土粒子の集合体である土壌

に対して、厳密なミクロモデルを適用することは不可能であることから、飽和土壌中の熱伝導を定量的に説明するためには何らかの単純化されたモデルが必要であると指摘した。

2.2 不飽和土壌中の熱・水分同時移動

2.2.1 基礎理論の展開

温度勾配下の土壌中の熱・水分移動に関する理論を記述する方法として、従来、①伝熱工学、拡散理論、流体力学の概念を適用した物理学的方法と、②不可逆過程の熱力学を適用した熱力学的方法の2つの異なった方法がとられてきた。しかし、熱力学的方法は、土壌への適用という点でその理論自体にまだ無理があり(Hillel, 1980; Milly, 1982)、その結果、室内・野外実験などでの適用例がほとんどないことから、本研究では、物理学的方法によって導出された基礎式を用いて解析を行った。

したがって、ここでは、熱力学的方法には触れずに、物理学的方法に基づいた基礎式について概観する。

(1) Philip と de Vriesの基礎式、およびde Vriesによる改良

Philip & de Vries (1957)は、温度勾配下の土壌中の水分移動に関する理論を水蒸気拡散と毛管作用による液状水移動のメカニズムから導いている。特に、彼らは、それまでの単純な拡散理論が、他の気体の拡散と同様に単純に間隙空気中の拡散だけを考慮しており、水蒸気-水-土粒子間の相互作用と、空気間隙中の温度勾配と土壌全体の温度勾配の差を考慮していないことに着目して、これらの要因を考えに入れた新しい水移動方程式を提案した。また、熱移動に関しては、水蒸気の潜熱移動も含めた熱移動方程式を示した。彼らの提案した熱・水分同時移動基礎方程式は、最終的には次式のようになる。

水分移動方程式：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(D_T \nabla T) + \nabla(D_\theta \nabla \theta_i) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (2-1)$$

熱移動方程式：

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(\lambda \nabla T) - L \nabla(D_{\theta_v} \nabla \theta_i) \quad (2-2)$$

ここに、 θ は体積含水率、 t は時間、 D_T は温度勾配による水分拡散係数、 D_θ は体積含水率勾配による水分拡散係数、 θ_i は液状水のみの体積含水率、 K は透水係数、 z は鉛直座標、 C は土の体積熱容量、 T は絶対温度、 λ は熱伝導率、 L は蒸発潜熱、 D_{θ_v} は体積含水率勾配による水蒸気拡散係数である。

さらに、de Vries (1958) は、(2-1)式、(2-2)式で表される Philip & de Vries 式をより一般化させたモデルを開発し、最終的に以下に示す基礎式を提案した。

水移動方程式：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \left[1 + \frac{D_{\theta_v}}{D_{atm} \nu \tau} - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right] \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \frac{(n - \theta_i) h}{\rho_l} \frac{d \rho_v}{d t} \frac{\partial T}{\partial t} \\ &= \nabla(D_T \nabla T) + \nabla(D_\theta \nabla \theta_i) + \frac{\partial K}{\partial z} \end{aligned} \quad (2-3)$$

熱移動方程式：

$$\begin{aligned} \left[C + L(n - \theta_i) h \frac{d \rho_v}{d T} \right] \frac{\partial T}{\partial t} + \left[\frac{L \rho_l D_{\theta_v}}{\nu \tau D_{atm}} L \rho_v - \rho_l W \right] \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \\ = \nabla(\lambda \nabla T) + L \rho_v \nabla(D_{\theta_v} \nabla \theta_i) - c_l q_l \nabla T \end{aligned} \quad (2-4)$$

ここに、 D_{atm} は大気中の水蒸気分子拡散係数、 ν はマスフローファクタ、 τ はトートシティ、 ρ_v は水蒸気密度、 ρ_l は液状水密度、 n は間隙率、 h は相対湿度、 W は浸漬熱、 q_l は液状水フラックスである。

(2) Millyの基礎式 (1982; 1984)

Philip & de Vries (1957) および de Vries (1958) らの式は、従属変数として体積含水率 θ を用いているため、ヒステリシスや飽和 - 不飽和土層、成層化土層などを取り扱うことができない。そこで、Sophocleous (1979) は、こうした問題にも適用できるように、 θ の代わりに圧力水頭 ψ を用い、Philip と de Vries らのモデルを修正、拡張した。

さらに、Milly (1982; 1984) は、Sophocleous の定式化には液状水フラックス式と圧力水頭の温度依存性の取扱いに理論的な問題があることを指摘して、水移動については(4-4)式、熱移動については(4-8)式を提案した。

現時点では、物理学的方法に基づく基礎方程式としては、Milly の式が最も完成度が高いと考えられる。

以上、どのタイプの基礎方程式を用いる場合でも、水分移動方程式と熱移動方程式を連立させて解くことで、土壌中の熱・水分同時移動現象を定量的に把握することができる。

2.2.2 理論の室内実験および野外観測への適用

ここでは、前項であげた基礎式に基づいた研究例を、室内実験結果への適用を中心とした基礎的研究と、野外での観測結果への適用を中心とした応用的研究の2つの場合に分けて概観する。

(1) 室内実験結果への適用

室内実験結果への適用例を Table 2-1 に示し、以下にその流れを概観する。

Hanks et al. (1967) は、熱放射がある場合とない場合の蒸発過程における土壌中の水分移動の違いを明らかにするために、実測値に Philip & de Vries モデルを適用し、水分フラックス成分の分離を行った。

Cassel et al. (1969) は、初期水分量の異なる水平密閉カラムを用いて温度勾配下の水分移動実験を行い、水分フラックスの算定に Philip & de Vries モデルと非可逆過程の熱力学に基づく Taylor & Cary (1969) のモデルを用いて、2つのモデルの比較を行った。その結果、Philip & de Vries

Table 2-1 熱・水分同時移動モデルの室内実験結果への適用

Applications of the coupled heat and water transfer models to experimental results in laboratory

Reference	モデル	変数 ¹⁾	次元 ²⁾	解析手法 ³⁾	境界条件	適用
Hanks et al. (1967)	PdV*	θ, T	V1	QSA	—	蒸発過程の水分フラックス
Cassel et al. (1969)	PdV	θ, T	V1	QSA	—	温度勾配下の水分移動
新庄・白井(1978)	白井ら	θ, T	V1	FDM	Cauchy	有限密閉容器内土壌中の温度・水分変化
新庄(1978)	白井ら	θ, T	V1	FDM	Cauchy	半無限体土壌条件下の温度・水分変化
福原ら(1990)	PdV	h, T	V1	FEM	Cauchy	表面乾燥過程における温度・水分分布
佐藤ら(1990)	PdV	θ, T, C	V1	QSA	—	鉛直カララム内土壌の熱・水分・溶質同時移動
Bach(1992)	Willy	h, T	H1	FEM	Cauchy	水平カララム内土壌の熱・水分同時移動
Nassar et al. (1992)	PdV	θ, T, C	H1	FDM	Cauchy	水平カララム内土壌の熱・水分・溶質同時移動
Nassar et al. (1992)	PdV	θ, T	H1	FDM	Cauchy	密閉土壌カララム内の熱・水分同時移動
中村ら(1996)	PdV	h, T	V1	QSA	—	成層化土壌中の熱・水分同時移動

1) θ = 体積含水率; h = 圧力水頭; T = 温度; C = 溶質濃度

2) V1 = 鉛直1次元; H1 = 水平1次元

3) QSA = 準定常解析; FDM = 差分法; FEM = 有限要素法

*) PdV = Philip & de Vriesモデル

モデルによる計算値は実測値と良い対応をするが、Taylor & Cary モデルによる計算値は実測値よりも小さく評価されることを示した。

新庄・白井(1978)は、有限密閉容器内における水分と温度変化を解析するために、白井ら(1973)の提案した熱・水分同時移動式を用いたが、これは、結果的には、Philip & de Vriesモデルと同じ形式のものである。さらに、新庄(1978)は、長さ30cmの塩ビパイプを用いることにより半無限体土壌試料という仮定を導入し、その条件の下に土壌表面が密閉された場合と大気中に開放された場合における水分と温度変化についても検討した。

福原ら(1990)は、de Vries式にSophocleousの研究成果を組み入れて定式化し直し、表面蒸発過程の熱・水分移動実験結果に適用した。この際、基礎式の解法には、風上重み付き残差法による有限要素法を用いて解析を行い、非定常項や温度勾配の影響について検討した。

Bach(1992)は、初期水分量を $0.00, 0.049, 0.099, 0.151, 0.282 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ に調整した土壌カララムを用いて温度勾配下の水分移動実験を行い、その結果をWillyのモデルによる計算値と比較した。実験は重力の効果を無視するために水平方向について行われた。そして、水分量分布に対して不飽和透水係数のモデル式や土壌水分特性曲線の温度依存性の考慮の仕方が影響を及ぼしていることを明らかにした。また、温度勾配の影響を最も受けるのは、初期水分量 $0.151 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ のときであることを示した。

Nassar et al. (1992b)は、実験条件を、同一の温度境界条件に対して土壌カララムの初期水分量を $0.08, 0.14, 0.18 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ と変化させた場合と、同一の初期水分量 ($0.14 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) に対して初期平均土壌温度を $10, 27, 50^\circ\text{C}$ と変えた場合のそれぞれについて実験を行った。実験は水平密閉カララムで行われ、解析にはPhilip & de Vriesモデルを適用した。この際、水分輸送係数に定常状態の温度・水分分布の実測値から求めた実験式と理論式を用いて解析を行い、どちらの輸送係数を用いても、初期水分量 $0.14 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ 以上、初期平均土壌温度 27°C 以下の条件下では、計算値と実測値はよく一致することを示した。また、いずれの条件下においても土壌温度の計算値と実測値は良い対応を示したこと、最大の水分移動量は初期水分量

0.14cm³cm⁻³で生じたことなどを明らかにした。

中村ら(1996)は、細砂と粗砂で成層化させた土壌カラムを用いて、地下水位一定型の熱・水分移動実験を行い、de Vries式を用いた準定常解析から、水蒸気拡散係数と熱・水分フラックス成分について検討した。粗砂の温度勾配による水蒸気拡散係数が、従来提案されてきた補正係数より大きいことを明らかにし、不飽和の粗砂層中では、水蒸気を含んだ空気の移流に伴う熱移動機構の存在する可能性があることを推察した。

また、佐藤ら(1990)、Nassar et al. (1992a)は、Philip & de Vries型モデルにさらに溶質移動の基礎式を連立させて、熱・水分・溶質同時移動現象の把握を試みた。

(2) 野外観測結果への適用

野外では、上端開放系、主に土壌-大気系で裸地面蒸発過程を取扱う際に土壌中の熱・水分同時移動モデルが適用されている。このような上端開放系土壌における熱・水移動の解析では、地表面でのエネルギーと物質のやり取りが境界条件となるため、地表面での熱フラックスと水分フラックスを気象データ(風速、水蒸気圧、気温、太陽放射、大気放射)から空気力学的な方法などによる大気境界層モデルによって推定し、これらを土壌中の熱・水分移動方程式の境界条件として与えるのが一般的である。適用例をTable 2-2に示し、以下にその流れを概観する。

Jackson et al. (1974)は、Philip & de Vriesモデルと温度勾配を考慮しない等温モデルを用いて、野外における地表面付近の水分フラックスを求めている。実測値と計算値の比較より、中水分量領域ではPhilip & de Vriesモデルによる計算値が、低・高水分量領域では等温モデルによる計算値がそれぞれ実測値の傾向を良くとらえることを示した。

Hammel et al. (1981)は、Philip & de Vriesモデルを用いて、耕起が蒸発損失と土壌水分分布に与える影響を検討した。15日間にわたるシミュレーション結果は実測の水分分布と良く一致したこと、および90日間にわたるシミュレーション結果から農地の耕起処理が土壌水分の保持に有用であることが示された。また、彼らは、地表面近くの温度勾配が比較的大きい場合(2.2°Ccm⁻¹)、この温度勾配による水蒸気移動が水分フラックスの

Table 2-2 熱・水分同時移動モデルの野外観測結果への適用

Applications of the coupled heat and water transfer models to field observations

Reference	モデル	変数 ¹⁾	次元	解析手法 ²⁾	地表面境界条件	適用
Jackson et al. (1974)	PdV ³⁾	θ, T	1	QSA	—	地表面付近の水分フラックスの日変化
Hammel et al. (1981)	PdV	θ, T	1	FDM	Dirichlet	耕起処理が土壌水分と蒸発量に与える効果
Camillo et al. (1983)	PdV	θ, T	1	FDM	Neumann	地表面温度、土壌水分量、蒸発量
Higuchi (1984)	PdV	θ, T	1	FDM	Neumann	不均質土壌の水分移動特性
Willy (1984)	Willy	h, T	1	FEM	Neumann	蒸発過程に与える温度効果
Camillo & Gurney (1986)	PdV	θ, T	1	FDM	Neumann	裸地面蒸発過程における土壌抵抗
Passerat et al. (1989)	Willy	h, T	1	FEM	Neumann	成層土壌における熱・水分同時移動
池淵ら (1989)	PdV	θ, T	1	FDM	Neumann	裸地面蒸発量
Witono & Bruckler (1989)	PdV	θ, T	1	FEM	Dirichlet	リモートセンシングデータへの応用
Seki & Komori (1990)	PdV	θ, T	2	FDM	Neumann	温室土壌の加温
Benjamin et al. (1990)	Willy	h, T	2	FEM	Neumann	畝間土壌中の温度・水分変化
Scanlon & Willy (1994)	Willy	h, T	1	FEM	Neumann	砂漠地における長期間の熱・水分移動

1) θ = 体積含水率; h = 圧力水頭; T = 温度

2) QSA = 準定常解析; FDM = 差分法; FEM = 有限要素法

3) PdV = Philip & de Vriesモデル

評価に対して与える影響は無視できないことを示した。

Camillo et al. (1983) は、Philip & de Vriesモデルによる計算結果の妥当性を検証するために、リモートセンシングで測定された地表面温度と土壌水分量を用いた。彼らは、モデルの有用性を示すとともに、土壌の体積熱容量、熱伝導率、粗度長による感度解析を行い、熱伝導率と粗度長がモデルの出力に最も影響を与えることを示した。さらに、Camillo & Gurney (1986) は、同じモデルを用いて、裸地面蒸発過程における土壌抵抗パラメータについて検討した。

Higuchi (1984) は、境界条件に大気境界層モデルを用いて、不均質な火山灰土（関東ローム）における水分フラックス成分の日変化を示した。

Milly (1984) は、温度が蒸発過程にどのような影響を与えるかについて、温度勾配による液状水、水蒸気移動と、水分輸送係数の温度依存性の3つの観点から考察し、これら3つの温度効果は蒸発量にそれほど影響を与えないという結果を得た。

Passerat de Silans et al. (1989) は、低い大気境界層モデルを伴った、Millyのモデルから得られる数値解を、3層からなる成層裸地土壌における観測データと比較することにより、モデルの評価を行った。彼らは、提案したモデルによって計算される温度と水分量、および蒸発量の再現性が良好であることを示したが、そのためには、モデルの運用に際して土壌の熱伝導率や不飽和透水係数などのパラメータのモデル式をキャリブレーションする必要があることを強調した。

池淵ら (1989) は、Camillo et al. と同様の数値解法を用いて、飽和透水係数、土壌水分特性曲線の近似式のパラメータ b 、および熱伝導率がモデルの出力である蒸発量、土壌水分量、地表面温度に与える影響を検討した。この結果、日蒸発量や土壌水分量の変化に対して飽和透水係数、 b の感度は大きく、熱伝導率の感度はそれらに比べて小さいことが示された。

Witono & Bruckler (1989) は、熱・水分同時移動モデルと等温モデルから得られた計算値を実測値と比較し、実蒸発量や浸透量に関しては両モデルの差がほとんどないことを示した。特に、彼らは、リモートセンシングデータの利用という観点から、上端境界条件に大気境界層モデルから得ら

れるフラックスを用いるのではなく、地表面温度と土壌水分量を与えた。そして、初期条件や地表面境界条件の誤差が実蒸発量に与える影響について検討した。

Seki & Komori (1990) は、代表的な保水性を有する温室土壌を温水循環方式によって加温する場合、土壌内の温度および含水率分布が時間的にどのように変化するかを、2次元に拡張したPhilip & de Vriesモデルに基づいて理論的に予測した。

Benjamin et al. (1990) は、畝間土壌中の熱・水分移動を説明するために、Millyのモデルを2次元に拡張し、地表面フラックスの不均一性を考慮した熱・水分同時移動モデルの開発を試みた。彼らは、畝間による土壌特性や地表面境界条件の不均一性を扱うために有限要素法を用いて解析を行い、このとき、解が急速に変化する領域では貯留係数行列を集中化させている。

Scanlon & Milly (1994) は、砂漠における水分フラックスの1年間にわたる長期的な変動特性を数値シミュレーションを用いて考察した。シミュレーションは、土壌水分特性曲線の関数型や初期水分ポテンシャルなどの条件を変えながら4通りを行った。この結果から、彼らは、水分ポテンシャルの初期状態の正確な把握が重要であること、不飽和透水係数の推定誤差がシミュレーション上の大きな不確定要因であることなどを示した。

2. 3 研究課題の設定

以上の研究成果から、本研究では以下の研究課題を抽出した。

- ①飽和土壌中の熱移動に関しては、カラム内における自然対流や熱分散に関する十分な検討がなされていない。また、現場での適用を考えた場合、2相系熱伝導モデルに代る、より簡略化されたモデルが必要である。
- ②不飽和土壌中の熱・水分移動に関しては、地下水面をもつ不飽和土壌層、すなわち、飽和-不飽和層を一体として実験・解析を行っている研究例がほとんどない。また、野外における研究例は、これまでどちらかと言うと、裸地面蒸発過程に重点が置かれていたため、地表面付近の不飽和

土壌帯中の熱・水分移動そのものに焦点を当てた研究はほとんど行われていない。

③これまでの室内実験の多くは、土壌物理学的視点から基礎的現象の解明そのものに焦点を当てているため、比較的小型カラムを用いた実験が多く、そこでの結果をそのまま野外に適用するには無理があると考えられ、室内実験結果と野外での現象を結ぶ大型カラムを用いた実験が必要となってくる。また、断熱カラムを用いているとはいうものの、実際にはカラムからの熱損失またはカラムへの熱流入が生じていると考えられ、より精確な解析を行うためには、熱損失の考慮が必要となるが、このことを考慮した解析はほとんど行われていない。

本研究では、上述した課題を踏まえ、第1章でも述べたように、土壌中の熱・水分移動を水文サイクルの一部という視点からとらえ直し、現場への適用を想定して大型カラムを用いた室内実験および野外観測を行い、その結果を用いて物理モデルを検証し、土壌中の熱・水分移動特性を検討する。この際、熱・水分移動が生起する場として、地下帯水層、飽和・不飽和土壌帯、表層不飽和土壌帯の3つの場を想定して実験ならびに解析を進める。また、室内実験結果の解析には、カラムからの熱損失を考慮した物理モデルを新たに構築し、より精度の高い解析を試みる。なお、本研究では、一種類の土壌からなる均質土壌を対象としている。

引用文献

池淵周一・土谷史郎・久保和幸・光田 寧 (1989): 裸地蒸発量のモデル解析とその実証的研究, 京都大学防災研究所年報, 32(B-2), pp. 319-336.
石田智之・三野 徹・丸山利輔 (1984): 高含水領域における土壌の熱伝導, 農業土木学会論文集, 110, pp. 67-74.
内田康彦・小室 淳・横山孝男・藤縄克之・桂木公平 (1987): 充填層内熱分散の異方性に関する研究, 第24回日本伝熱シンポジウム講演論文集, pp. 567-569.

柏淵辰昭 (1972): 土壌の熱伝導率におよぼす水分の影響, 日本土壌肥科学雑誌, 43, pp. 437-441.

佐藤邦明 (1982): 飽和多孔体および温水浸透流における温度伝導率の実験的決定, 土木学会論文報告集, 320, pp. 57-65.

佐藤邦明・福原輝幸・宗像雅広・Serge BORIES (1990): 蒸発による円柱カラム不飽和帯の溶質移行と蓄積に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 424(III-14), pp. 135-144.

白井清恒・新庄 彬・三井義則 (1973): 温度差による土壌水分移動に関する研究, 三重大学農学部学術報告, 45, pp. 85-97.

新庄 彬・白井清恒 (1978): 有限密閉容器内における土壌の水分および温度変化について—土壌内における熱と水分の移動に関する研究 (I)—, 農業土木学会論文集, 74, pp. 1-6.

新庄 彬 (1978): 半無限体土壌条件下における土壌の水分および温度変化について—土壌内における熱と水分の移動に関する研究 (II)—, 農業土木学会論文集, 75, pp. 12-19.

中村公人・堀野治彦・諸泉利嗣・丸山利輔 (1996): 地下水位一定型成層土壌中の準定常熱・水分移動特性, 農業土木学会論文集, 181, pp. 39-48.

福原輝幸・ジョージ F. ピンダー・佐藤邦明 (1990): 表面乾燥過程における飽和・不飽和多孔媒体中の熱・水分完全連成移行解析へのアプローチ, 土木学会論文集, 423(II-14), pp. 111-120.

藤縄克之 (1991a): 有限要素法を用いた飽和多孔体中の2相系熱伝導に関する理論的研究—多孔体中の熱移動に関する研究 (I)—, 農業土木学会論文集, 152, pp. 83-90.

藤縄克之 (1991b): 飽和多孔体中の2相系熱伝導に関する実験的研究—多孔体中の熱移動に関する研究 (II)—, 農業土木学会論文集, 154, pp. 117-123.

藤縄克之 (1992a): 熱対流を伴う飽和多孔体内熱移動に関する実験的研究—多孔体中の熱移動に関する研究 (III)—, 農業土木学会論文集, 158, pp. 37-46.

藤縄克之 (1992b): 熱対流を伴う飽和多孔体内熱移動に関する理論的研究

- 多孔体中の熱移動に関する研究 (IV) —, 農業土木学会論文集, 158, pp. 47-56.
- Bach, L.B. (1992): Soil Water in Response to Temperature Gradients : Experimental Measurements and Model Evaluation, Soil Sci.Soc. Am. J., 56, pp. 37-46.
- Benjamin, J.G., M.R.Ghaffarzadeh, and R.M.Cruse (1990): Coupled water and heat transport in ridged soils, Soil Sci.Soc.Am.J., 54, pp. 963-969.
- Buscheck, T.A., C.Doughty, and C.F.Tsang (1983): Prediction and analysis of a field experiment on a multilayered aquifer thermal energy storage system with strong buoyancy flow, Water Resour. Res., 19, pp. 1307-1315.
- Camillo, P.J., R.J.Gurney, and T.J.Schmugge (1983): A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies, Water Resour.Res., 19, pp. 371-380.
- Camillo, P.J., and R.J.Gurney (1986): A resistance parameter for bare-soil evaporation models, Soil Sci., 141, pp. 95-105.
- Cassel, D.K., D.R.Nielsen, and J.W.Biggar (1969): Soil-water movement in response to imposed temperature gradients, Soil Sci.Soc.Amer. Proc., 33, pp. 493-500.
- Combarous, M.A., and S.A.Bories (1975): Hydrothermal convection in saturated porous media, Advances in Hydrosience edited by Ven te Chow, 10, pp. 231-307.
- de Vries, D.A. (1958): Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media, Trans.Amer.Geophys.Union, 39, pp. 909-916.
- Hammel, J.E., R.I.Papendick, and G.S.Campbell (1981): Fallow tillage effects on evaporation and seedzone water content in a dry summer climate, Soil Sci.Soc.Am.J., 45, pp. 1016-1022.
- Hanks, R.J., H.R.Gardner, and M.L.Fairbourn (1967): Evaporation of water from soils as influenced by drying with wind or radiation,

- Soil Sci.Soc.Amer.Proc., 31, pp. 593-598.
- Hillel, D. (1980): Fundamentals of Soil Physics, Academic Press, London, pp. 303.
- Higuchi, M. (1984): Numerical simulation of soil-water flow during drying in a nonhomogeneous soil, J.Hydrol., 71, pp. 303-334.
- Jackson, R.D., R.J.Reginato, B.A.Kimball, and F.S.Nakayama (1974): Diurnal soil-water evaporation: Comparison of measured and calculated soil-water fluxes, Soil Sci.Soc.Amer.Proc., 38, pp. 861-866.
- Milly, P.C.D. (1982): Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and a numerical model, Water Resour.Res., 18, pp. 489-498.
- Milly, P.C.D. (1984): A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil, Water Resour.Res., 20, pp. 1087-1098.
- Molz, F.J., A.D.Parr, P.F.Andersen, V.D.Lucido, and J.C.Warman (1979): Thermal energy storage in a confined aquifer: Experimental results, Water Resour.Res., 15, pp. 1509-1514.
- Molz, F.J., A.D.Parr, and P.F.Andersen (1981): Thermal energy storage in a confined aquifer : Second cycle, Water Resour.Res., 17, pp. 641-645.
- Molz, F.J., J.G.Melville, A.D.Parr, D.A.King, and M.T.Hopf (1983a): Aquifer thermal energy storage : A well doublet experiment at increased temperatures, Water Resour.Res., 19, pp. 149-160.
- Molz, F.J., J.G.Melville, O.Guven, and A.D.Parr (1983b): Aquifer thermal energy storage : An attempt to counter free thermal convection, Water Resour.Res., 19, pp. 922-930.
- Nassar, I.N., R.Horton, and A.M.Globus (1992a): Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media: II, Experiment and analysis, Soil Sci.Soc.Am.J., 56, pp. 1357-1365.
- Nassar, I.N., A.M.Globus, and R.Horton (1992b): Simultaneous soil

- heat and water transfer, Soil Sci., 154, pp.465-472.
- Passerat de Silans, A., L.Bruckler, J.L.Thony, and M.Vauclin: Numerical modeling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil-comparison with field observations, J. Hydrol., 105, pp.109-138.
- Philip, J.R., and D.A.de Vries (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients, Trans.Amer.Geophys.Union, 38, pp.222-232.
- Scanlon, B.R., and P.C.D.Willy (1994): Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulations, Water Resour.Res., 30, pp. 721-733.
- Seki, H., and T.Komori (1990): Heat and moisture transfer in soil warming by circulating warm water in a buried pipe line, J.Agr. Met., 45, pp.217-226.
- Sophocleous, M. (1979): Analysis of water and heat flow in unsaturated -saturated porous media, Water Resour.Res., 15, pp.1195-1206.
- Tsang, C.F., T.Buscheck, and C.Doughthy (1981): Aquifer thermal energy storage:A numerical simulation of Auburn University field experiments, Water Resour.Res., 17, pp.647-658.
- Witono, H., and L.Bruckler (1989): Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling 1. Field validation of a water flow model, Water Resour.Res., 25, pp.2423-2435.

第3章 飽和土壌層内における熱移動特性

3.1 概説

本章では、不飽和土壌中の熱・水分移動の検討に先立ち、まず、飽和土壌中の熱移動機構について検討する。飽和土壌中の熱移動現象は、例えば、温水または冷水を地下帯水層に注入したような場合、帯水層中に温度勾配が生じ、その結果、熱伝導、熱分散、熱対流などの形で起きる。

本章は、第2章でも述べたように地下帯水層での熱移動を想定して、大型カラムを用いた中規模の熱移動実験を行い、飽和土壌層内の熱移動特性、特に、熱移動における伝導、自然対流の影響や熱分散を含む熱伝導率について考察したものである。なお、実験結果の解析には、カラムの熱損失を考慮した熱移動モデルを用いた。

3.2 熱移動基礎方程式の簡略化

帯水層のような飽和土壌系中の熱移動を表す基礎方程式は、一般に2相(固相、液相)系モデルで考えられており、本研究においても、次のように熱放射を無視できるとした2相系の1次元熱移動方程式(Combarnous & Bories, 1975)を出発点とする。

(液相) :

$$\rho_l c_l \omega \frac{\partial T_l}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\omega (\lambda_l / \tau + \rho_l c_l D) \frac{\partial T_l}{\partial x} \right] - \rho_l c_l \frac{\partial q T_l}{\partial x} + Q \quad (3-1)$$

(固相) :

$$\rho_s c_s (1 - \omega) \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(1 - \omega) \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial x} \right] - Q \quad (3-2)$$

ここに、 ρ : 密度 c : 比熱 ω : 間隙率
 T : 温度 λ : 熱伝導率 τ : トートシディ
 D : 熱分散 (機構的分散) 係数
 q : 飽和流フラックス
 Q : 液相、固相間の熱交換量

であり、添字の l は液相、 s は固相の値であることを意味する。また、ここでは各相中の温度分布は均一であると考えている。

物質移動論とのアナロジーで言えば、熱伝導率に関する項が拡散に対応し D の熱分散については、飽和流において次式が成立することを意味することになる。

$$D = \alpha v^n \quad (3-3)$$

ここで、 α は分散長 (率) (intrinsic dispersion coefficient; dispersivity) であり、 v は間隙流速、 n は粒径分布などによって決まる定数で一般には 1 で代表される (Marsily, 1986)。また、飽和流の場合のフラックス q は、 $q = \omega v$ で表すことができる。

ところで、各相間の温度が平衡に達するのに時間がかかる場合は、もちろん、先の (3-1) 式、(3-2) 式を連立して解く必要があり、これらの式を 2 相モデルと呼ぶ。しかし、粒径分布がほぼ均一で、中央粒径 $d_{50} < 1 \text{ mm}$ の試料に対しては、2 相モデルを使う必要はないとの報告もあり (藤縄, 1988)、この場合には各相の温度が等しく T で表されると仮定し、(3-1) 式、(3-2) 式の辺々の和をとることによって、次のようにまとめられる。

$$(\rho c)_e \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(\lambda_e + \omega \rho_l c_l D) \frac{\partial T}{\partial x} \right] - \rho_l c_l \frac{\partial q T}{\partial x} \quad (3-4)$$

$$(\rho c)_e = \rho_l c_l \omega + \rho_s c_s (1 - \omega) \quad (3-5)$$

$$\lambda_e = \omega \lambda_l + (1 - \omega) \lambda_s \quad (3-6)$$

ただし、 τ は 1 を仮定した。

この (3-4) 式は、両相の温度が常に平衡状態にあるとしており、等価 1 相モデルと呼ばれている。実験に用いた試料 (豊浦標準砂) はその大部分が 0.42mm 以下の粒径であることから、解析には等価 1 相モデルで十分であると考えられる。

また、野外での適用を考えた場合、2.1.2 で述べたように、無数の土粒子の集合体である土壌に対して、厳密なマイクロモデルである 2 相モデルを適用することは不可能であることから (藤縄, 1991)、(3-4) 式で示される等価 1 相モデルが重要となってくる。

等価 1 相モデルにせよ 2 相モデルにせよ、特に問題となってくるのは、熱分散 D の評価である。(3-3) 式で示したように D はもちろん流体の速さにもよるが、流体の温度伝導率 ($\kappa = \lambda / \rho_l c_l$) より 1 オーダ程度大きいという報告もある (内田ほか, 1987)。しかし、これを熱伝導による項と明確に分離することは難しく、また、熱分散自身に関する研究も現在あまり進んでいない。特に、本章では取り扱わないが、不飽和流を対象とした場合には、 D がどの程度の大きさになるか見当がつかないのが実情である。したがって、ここでは熱伝導項と熱分散項を統合し、1 つの変数で代表させることにした。現実の実験的現象をどこまで掘り下げて解析するかは重要な問題であるが、実験のスケールを考えると、上の処理で十分であると判断した。

一方、実際の熱移動実験ではカラムからの熱損失 (Fig. 3-1 参照) が必ず存在するため、この熱損失も加味する必要があると思われる (特にカラムが大きく、長時間にわたる実験を行う場合には無視できないものと思われる)。

以上の考えに基づき、熱移動の基礎方程式として (3-4) 式から次式が導かれる*。

$$(\rho c)_e \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda_e \frac{\partial T}{\partial x} \right] - \rho_l c_l \frac{\partial q T}{\partial x} - H_L (T - T_e) \quad (3-7)$$

$$\lambda_e = \lambda_s + \omega \rho_l c_l D \quad (3-8)$$

ここに、 T_f はカラム外部の温度であり、 H_L はカラム内部と外部の熱交換量を規定する量でここでは熱損失係数**と呼ぶことにする。

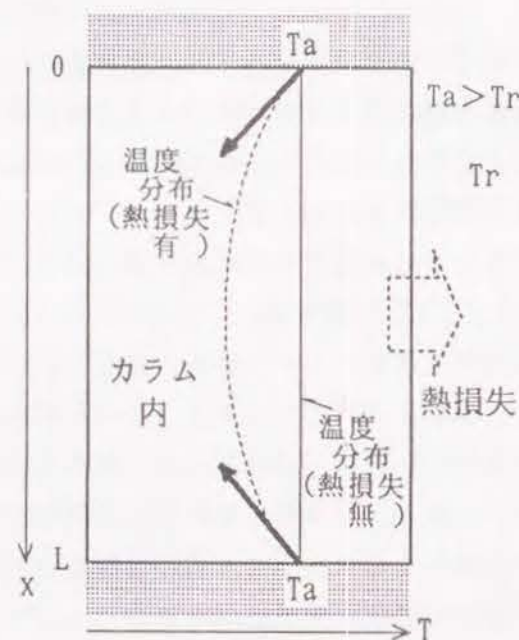


Fig. 3-1 熱損失存在下での定常熱移動
Schematic heat loss model in steady state

(前ページ) * 厳密には、熱損失項が大きい場合には、当然1次元性は崩れ(3-7)式では不適となる。しかし、別途実験によって(ある断面の)カラム中心部と壁面近傍の温度差が大きくとも0.2~0.3℃内であると確認されたこと、実際に H_L が小さかったこと、本実験で用いた熱電対は熱伝導率の大きいステンレスで覆われておりある程度断面の平均的温度を測定していることなどから、本章では(3-7)式が成立すると考えた。

** この熱損失係数は、基本的には伝熱工学でいう熱通過率[$Wm^{-2}K^{-1}$]と同じ概念であるが、1次元解析の場合(本論で用いた(3-7)式の場合)には後で示すように本来の単位と異なるため、敢えて「熱損失係数」と呼ぶことにした。

これまで考えられてきた(3-1)式、(3-2)式の熱伝導項は、各相が並列に並んでいる場合を想定している。例えば、これらを統合した(3-4)式をみると、その等価熱伝導率 λ_e は、明らかに熱伝導の並列モデルによる見かけの熱伝導率で表されることになる。したがって、三野ほか(1983)やKasubuchi(1984)が提案しているような直列・並列混合型モデルで表される熱伝導特性の試料(大部分の土壌がこれに含まれる)を対象とした場合には、土壌構造に基づいた正しい λ_e の評価ができない。すなわち、 ω 、 λ_s 、 λ_w が既知であっても、(3-6)式より得られる λ_e が土壌の見かけの熱伝導率と一致しないことになる。この点からも、(3-8)式のように、すべてを λ_e で代表させてしまえば、現象の細部の要因を明確にすることはできないが、解析計算上は非常に取り扱い易くなる。ただし、質的・量的に不十分なデータを用いて逆解析により λ_e を求めると、様々な誤差が λ_e に包含される恐れがあり、比較実験を数多く行うことによってこれに対処する必要がある。ここでは、以下、この λ_e を熱伝導率と呼ぶ。

なお、後に示す飽和砂、寒天を試料とした実験結果の解析には、(3-7)式の右辺第2項を無視した基礎方程式をもとにした有限要素法(要素数30)を用いている。

3. 3 実験概要

実験装置は、主に定温水循環装置、実験用土壌カラム、データロガー、パーソナルコンピュータから成っている(Fig. 3-2)。定温水循環装置は、カラム内の試料に温度勾配を与えるための装置で、2次冷媒を用いることによって-30℃~80℃の範囲で温度設定でき、その温度調節精度は0.02℃となっている。土壌カラムは、Fig. 3-3に示すように内壁が直径28.6cmの円筒形で、外壁が45.0cm×61.8cm、高さ20.0cmのセグメントを5段積み重ねたものである。上下端部は定温水が循環できるようになっており、カラム内の試料との接触面は伝熱性のよい銅でできている。カラムは、ウレタンフォームを間に挟んだ塩化ビニルの2重構造で構成されており、断熱を図っている。このカラムに全体で、熱電対18本、土壌水分計5本、熱流板

(1110×w12×t4mm, EKO製・CN-81) 2枚が装着できるようになっており、各センサーはパーソナルコンピュータで制御されたデータロガーに結ばれ、自動計測が可能となるようセットされている。

土壌試料には、豊浦標準砂を用いており、その物理的特性は Table 3-1 に示すとおりである。今回は飽和実験であるため、これを水を張ったカラムに少しずつ沈降させて突き棒で軽く締め固め（水締め方式）、試料が均一に充填され、かつ完全飽和となるよう注意した。

測定項目は温度と熱フラックスであり、作成した試料全体を約25℃に設定した後、上下端に異なる定温水を循環させて種々の温度勾配を与え、それぞれ数十時間にわたって測定を行った。また、いくつかの実験ごとにカラムを解体しながら5～10ヶ所の深さで試料のサンプリングを行い、乾燥密度、間隙率、含水率、飽和度などを求め、深さごと、実験ごとにどの程度試料充填結果に差があるのかを確認した。

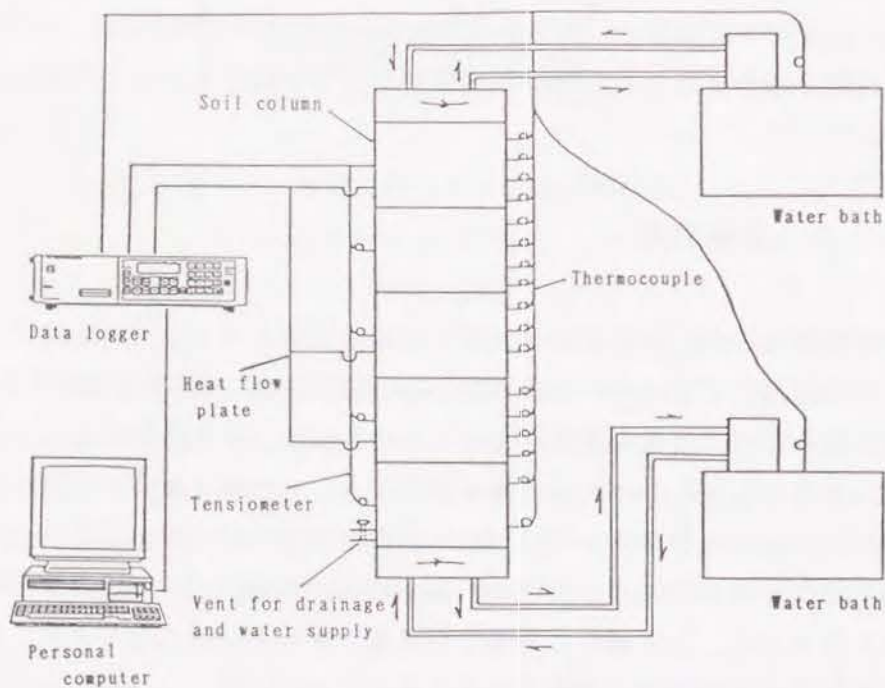


Fig. 3-2 実験装置の概要
Schematic diagram of experimental system

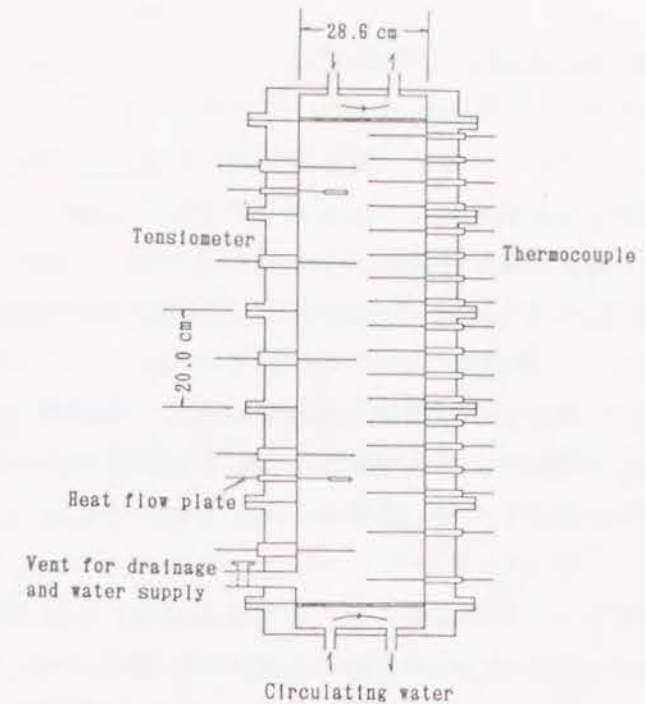


Fig. 3-3 実験用カラム
Schematic diagram of soil column

Table 3-1 実験試料の物理的特性
Physical properties of Toyoura standard sand

Specific gravity	Median particle size (mm)	Specific heat ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)	Saturated hydraulic conductivity (cm s^{-1})
2.64	0.2	726	1.6×10^{-2}

3. 4 カラム壁面からの熱損失

先にも述べたように、一般に、断熱材を用いた装置を使用していれば、熱漏れは無視できるものと見なされる場合が多いが、本実験のように実験が長時間に及ぶ場合には、この仮定が成立しなくなる。そこでまず、寒天を試料として、上下端を同温（室温とは異なる温度）に設定した実験を行い、(3-7)式に示した熱損失係数 H_L の推定を試みた。ここで寒天を試料とした理由は、その濃度が1%程度で十分ゲル化して固まり、伝熱形態として熱伝導のみを考えればよく、他の因子の影響を省略できること、濃度が低いと熱的物性値として水の値を用いることができること、の2点である。

こうした熱損失についての検討は、もちろん研究の直接の目的ではないが実際、装置の熱損失について言及した報告はほとんどないことから、本実験に先立って確認しておく必要は十分あると思われる。また、現場においても、鉛直熱移動の解析を行う上で、横方向の熱移動に対処する1つの方法として、熱損失モデルの考え方が適用できると考えられる。

3. 4. 1 熱損失係数の推定

寒天をカラム内に充填し、上下の設定温度を同一（室温とは異なる）にして定常に達するまで恒温槽に放置する。このとき、熱損失が全く存在しなければ、Fig. 3-1の実線が示すようにカラム内は均一に設定温度と同じになるはずである。しかし、熱損失存在下では破線で示すような温度分布となる。このとき、カラム全体の熱エネルギー収支は、次式のように考えられる。

$$A\lambda \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=L} - A\lambda \left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=0} = AH_L \int_0^L (T - T_0) dx \quad (3-9)$$

ここに、 A は試料の断面積、 L はカラム長である。また、ここでの λ は

寒天の熱伝導率を意味する。

λ が既知であれば、 H_L 以外の全ての要素は測定可能であるため、 H_L が計算できることになる。

ここで、 H_L の単位について考えると、(3-9)式（あるいは(3-7)式）から $Wm^{-3}K^{-1}$ で表されることになる。すなわち、 H_L は単位温度差が生じたとき、試料の単位体積から単位時間に失われる熱量、あるいは単位体積に単位時間に吸収される熱量を表す。

寒天を用いた実験には、2段のカラムを用い、室温25℃において、カラム両端の温度を15℃に設定した場合と5℃に設定した場合の2通りの実験を行った。定常に達したと思われる約70時間後のデータを用いて、(3-9)式から H_L を求めたところ、本来同一の値をとるはずの H_L が、それぞれ、5.6 $Wm^{-3}K^{-1}$ 、7.4 $Wm^{-3}K^{-1}$ となった。また、この平均値を用いて(3-7)式（右辺第2項は省略）による熱伝導のシミュレーションを行ったところ、測定温度との十分な一致は得られなかった。この原因としては、測定点数が少ないため(3-9)式の積分項が正しく評価できなかったこと、70時間後でもまだ定常に達してはいなかったことの2つが主に考えられる。

そこで、実験結果をもとに先のシミュレーションによって、実測値に合うように H_L を逆算したところ、7.8 $Wm^{-3}K^{-1}$ という値が得られた。このシミュレーション結果については、Fig. 3-4に示すとおりである。図中、実線は熱損失を考慮した場合の計算値を表し、破線はこれを無視した場合の計算値を表している。この図からわかるように、前者は後者に比べ非常に実測値との一致を示している。ただし、数時間程度の実験では、両者の差はほとんど見られず、特に熱損失を考慮する必要のないことも、この図から読み取れる。

3. 4. 2 カラム壁の等価熱伝導率の推定

確認のため、ここで得られた熱損失係数から、次式によって（熱電対や水分計を伝う伝熱を含む）カラム壁の等価伝導率 λ_w を求めた。

$$\pi r^2 \cdot H_L (T - T_r) = 2\pi \lambda_w (T - T_r) / \ln(R/r)$$

$$\lambda_w = 1/2 \cdot r^2 H_L \ln(R/r) \quad (3-10)$$

ここに、 r はカラム内半径、 R はカラム外形（長方形）を同面積の円に置き換えた場合の等価半径であり、(3-10)式は、壁面を通過する熱量が内部の試料全体から失われる熱量に等しいとしたものである。

結果として、 $\lambda_w = 0.0584 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ という値が得られた。これは、カラムを構成している塩化ビニル、ウレタンフォームの熱伝導率がそれぞれ

$0.16 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 、 $0.018 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ （日本機械学会、1986）であることを考えると、ほぼ妥当な値であると言える。したがって、以後の解析では、熱損失係数として $7.8 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ を採用することにした。

3. 5 飽和砂土の実験結果

実験はすべて、室温 25°C の恒温槽で行い、上下端の温度差は、 20°C から 50°C まで 10°C 刻みで設定した（温度差 40°C の実験は 2 回行った）。各温度差については、上端が高温の場合と下端が高温の場合の 2 通りを行い、自然対流の影響を検討した。

先にも述べたように、この実験結果のシミュレーションには、(3-7)式右辺の水の移動に関する項を省略したモデルを用いている。本実験では、カラム外部からの水の出入りがなく、自然対流による水の移動があったとしても、1次元解析のため見かけ上要素間の水の出入りはなく、熱伝導率に含まれる熱分散項である程度対処できると考えたためである。

3. 5. 1 熱伝導率の最適化

実験結果の一例として、境界温度を、上端 45°C ・下端 5°C 、上端 50°C ・下端 0°C に設定した場合の温度プロファイルを、実験開始 1、10、50 時間後について、Fig. 3-5 (a)、(b) にそれぞれ示す。図中の○印は実測値を、実線はシミュレーションの結果を示している。ただし、ここでシミュレーションに用いた熱伝導率は、温度プロファイルがほぼ定常に達しているときの熱流板（深さ 15cm 、 75cm に設置）で測定した熱流量とその直上下の熱電対の温度差から求めた実測値の平均である。Fig. 3-5 (a) では、10 時間後で若干の差が認められるものの、計算値は各時間とも実測値の傾向をよくとらえている。一方、Fig. 3-5 (b) では、両者に差がみられ、特に上部部でのズレが大きくなっている。これは、温度差 30°C 、 50°C の実験では、試料表層部が実際には飽和になっておらず、その部分での熱伝導率が小さ

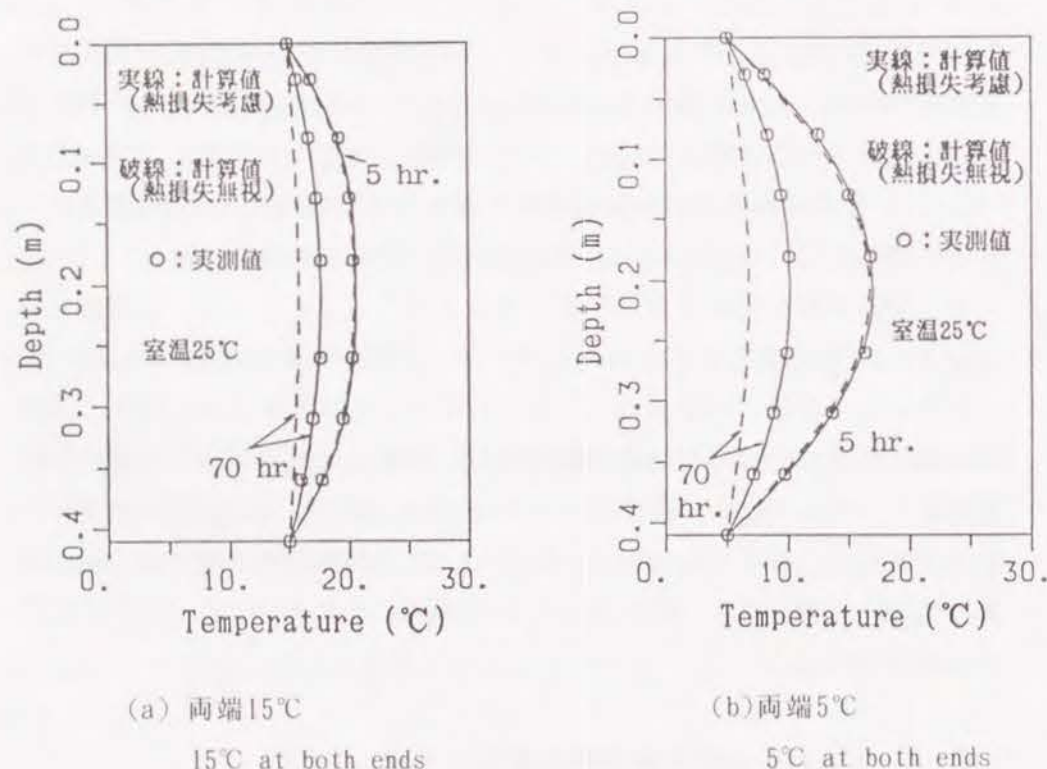
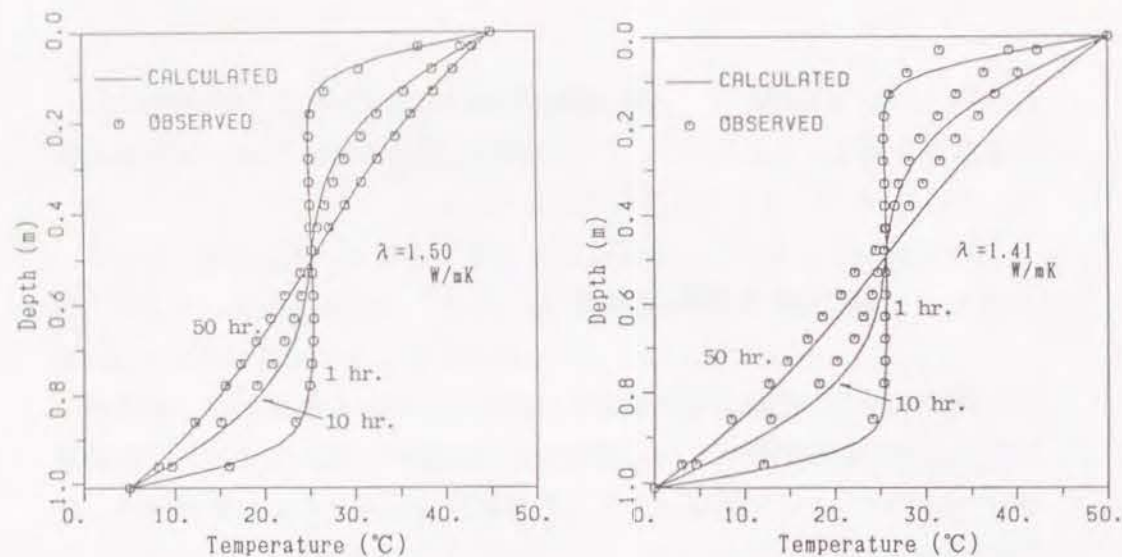


Fig. 3-4 寒天による実験の温度プロファイル

Thermal profiles in experiments involving agar columns



(a) 上端45℃, 下端5℃

45℃ at the top, 5℃ at the bottom

(b) 上端50℃, 下端0℃

50℃ at the top, 0℃ at the bottom

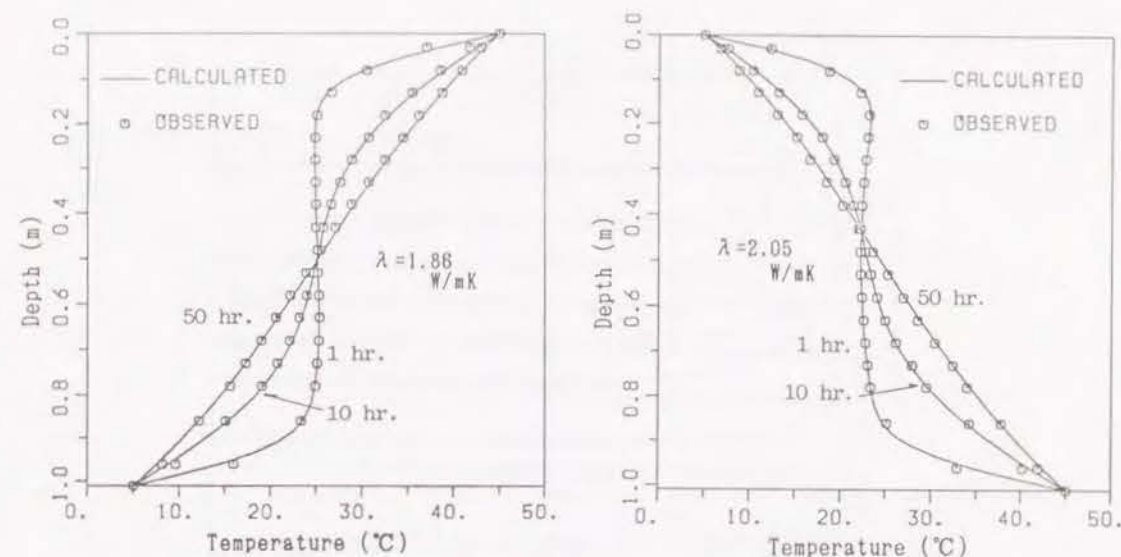
Fig. 3-5 飽和砂による実験の温度プロファイル

Thermal profiles in experiments involving saturated sand columns with values calculated by using measured thermal conductivity

くなっていたためと考えられる。

そこで、次のように熱伝導率をパラメータとした最適化を行うことにした。先の温度差30℃, 50℃の実験については、最上部の要素と他の要素では熱伝導率が異なるとして2つのパラメータを仮定し、実測温度と計算温度の差が最小となるよう基準化Powell法(角屋・永井, 1980)を用いてこれらを決定した。このとき、評価関数には2乗基準を採用し、カラム内の18ヶ所で測定した実験開始10時間後の温度をデータとした。他の実験についても、ほぼ完全飽和であったことから1つの熱伝導率パラメータを仮定し、より良い一致をみるために同様にこれを最適化した。

このように決定した最適熱伝導率によるシミュレーション結果を温度差40℃, 50℃を例として、温度プロファイルをそれぞれ Figs. 3-6, 3-7 に、温度の経時変化をそれぞれ Figs. 3-8, 3-9 に示す。



(a) 上端45℃, 下端5℃

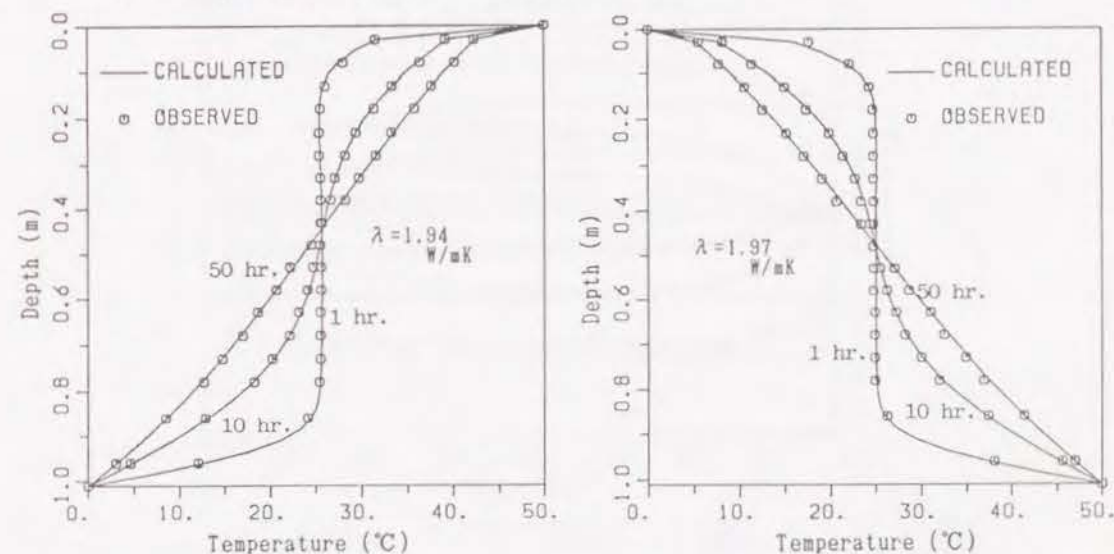
45℃ at the top, 5℃ at the bottom

(b) 上端5℃, 下端45℃

5℃ at the top, 45℃ at the bottom

Fig. 3-6 飽和砂実験の温度プロファイル最適結果(温度差40℃)

Thermal profiles in experiments involving saturated sand columns with values calculated by using optimal thermal conductivity for the case of 40℃ temperature difference between both ends



(a) 上端50℃, 下端0℃

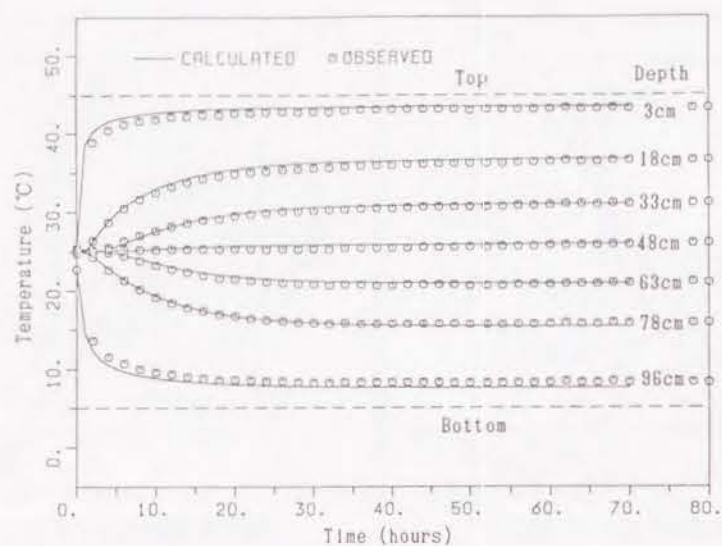
50℃ at the top, 0℃ at the bottom

(b) 上端0℃, 下端50℃

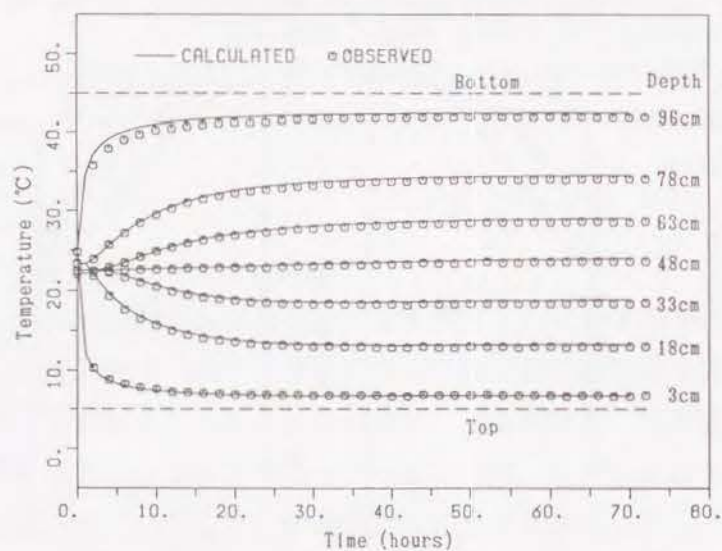
0℃ at the top, 50℃ at the bottom

Fig. 3-7 飽和砂実験の温度プロファイル最適結果(温度差50℃)

Thermal profiles in experiments involving saturated sand columns with values calculated by using optimal thermal conductivity for the case of 50℃ temperature difference between both ends



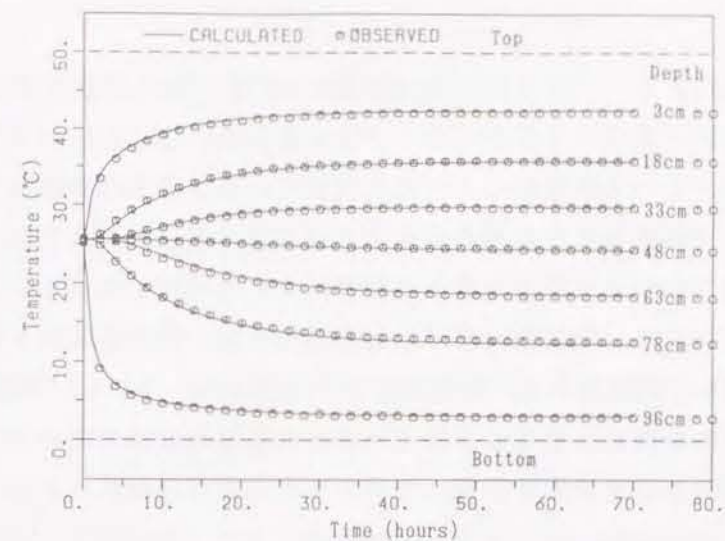
(a) 上端45°C, 下端5°C
45°C at the top, 5°C at the bottom



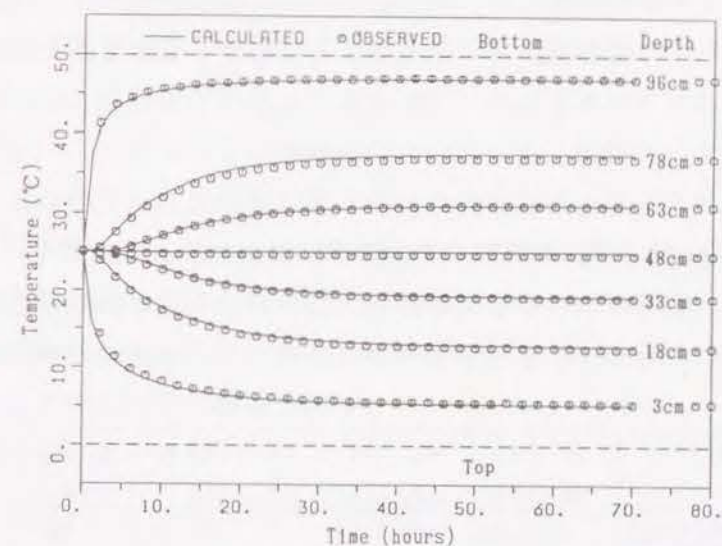
(b) 上端5°C, 下端45°C
5°C at the top, 45°C at the bottom

Fig. 3-8 飽和砂実験の温度経時変化の最適結果 (温度差40°C)

Temporal changes in temperature of the sand columns at various depths with values calculated by using optimal thermal conductivity for the case of 40°C temperature difference between both ends



(a) 上端50°C, 下端0°C
50°C at the top, 0°C at the bottom



(b) 上端0°C, 下端50°C
0°C at the top, 50°C at the bottom

Fig. 3-9 飽和砂実験の温度経時変化の最適結果 (温度差50°C)

Temporal changes in temperature of the sand columns at various depths with values calculated by using optimal thermal conductivity for the case of 50°C temperature difference between both ends

これらの図より、いずれの温度差の実験についても、温度勾配の方向によらず計算値と実測値は非常によい一致を示していることがわかる。こうした傾向は、他の実験結果においても同様であった。全体的にみて、実験開始後40～50時間でカラム内の温度がほぼ定常に達するようであり、このときの温度プロファイルは熱損失の影響によりS字型になっている。

Table 3-2 には、実測熱伝導率、最適熱伝導率、及び実験終了後に行った土壌物理性の測定結果が、実験別にまとめている。ただし、温度差30℃、50℃の場合の最適熱伝導率は、最上部以外の要素での値である。この表より、どの実験も試料の充填状態に大差のないことがわかる。また、最適熱伝導率は、どの実験においても実測熱伝導率より、30%前後大きくなっている。この原因については、後者の値算定時に熱損失による熱流量を考慮していないこと、完全に定常ではなかったことが考えられるが、古在ほか(1985)によれば熱流板による測定値はかなり過小評価され易いとのことであり、センサー固有の測定誤差に起因していることも考えられる。

Table 3-2 各実験の熱伝導率とサンプリング結果

Measured and optimal thermal conductivity, bulk density, volumetric water content of the sand sample in each experiment with boundary temperatures

上端温度 (℃)	35	15	40	10	45	5	45	5	50	0
下端温度 (℃)	15	35	10	40	5	45	5	45	0	50
実測熱伝導率 (W/mK)	1.40	1.48	1.39	1.42	1.41	1.45	1.50	1.68	1.41	1.48
最適熱伝導率 (W/mK)	1.78	1.82	1.85	1.84	1.86	1.94	1.86	2.05	1.94	1.97
乾燥密度 (kg/m ³)	1560	1560	1580	1580	1580	1580	1540	1540	1560	1560
含水率 (%)	38.6	38.6	40.1	40.1	40.1	40.1	38.2	38.9	38.6	38.6

3.5.2 自然対流の影響についての考察

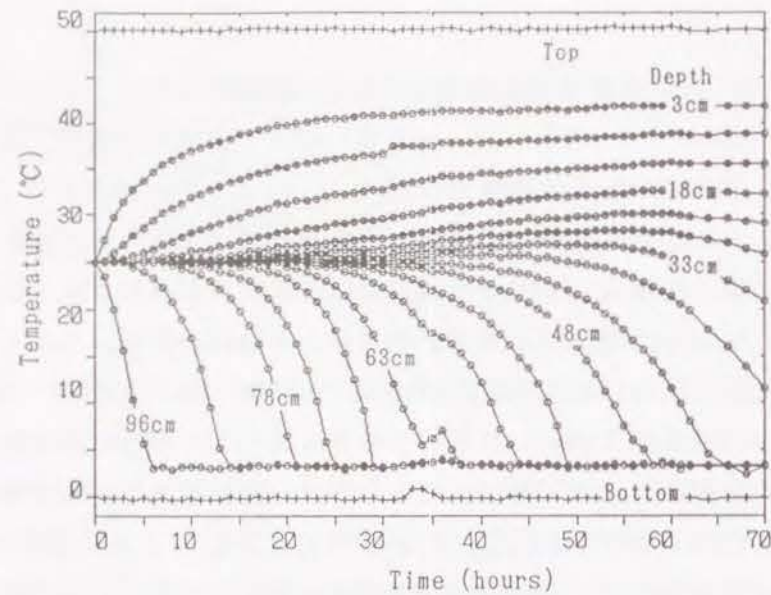
(1) 温度変化からの検討

明らかに自然対流が発生している例として、水のみを試料とした場合の実験結果(温度差50℃)を Fig. 3-10 に示す。上端が高温でも自然対流が発生しており、各深さでの温度が徐々に一定値に近づいている。また、下端が高温の場合には、実験開始後すぐに温度が均一化され、対流による激しい水の混合がうかがわれる。もちろんこうした温度の均一化の程度は、対流の強弱によっても異なるであろうが、飽和砂での実験結果では、先のような傾向は全く見られない。また、Figs. 3-6, 3-7 からわかるように、境界温度が逆になっている2つの実験の温度プロファイルはほぼ線対称になっており、自然対流による歪みは現れていない。

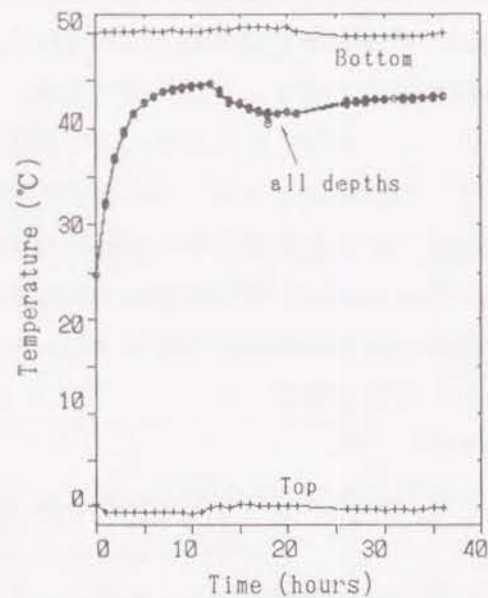
Molz et al. (1983a; 1983b) の現場試験では、注入井からの温水が帯水層を側方へ移動し、このとき温水と自然地下水の温度差が大きくなると、気象学という温暖前線が形成されるように、温度前線が形成されることが観察されている。彼らはこの現象を自然対流による影響として認めているが、厳密には注入による強制対流との複合的な効果と考えられる。本実験のように、ある程度粒径が小さな土層においては、強制対流もなく、鉛直方向に温度勾配が生じる場合には、強制対流あるいは水平方向の温度勾配下で認められるような自然対流の影響は十分小さく、熱伝導による熱移動量が卓越しているものと推察される。

(2) 熱分散による検討

熱分散の観点から、水の移動(自然対流)を検討してみる。Xue et al. (1990) は現場試験のシミュレーションから、注入による強制対流によって、熱伝導率が本来の値の20倍程度になることを示している。また、佐藤(1982) は約 $1.0 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ という小さな浸透流速下でも、熱伝導率が見かけ上1.5倍程度大きくなるという結果を室内実験より得ている。一方、本実験と同一の試料を用いて、双子型プローブ法(Kasubuchi, 1977)によって、同一水分量・温度に対する熱伝導率を独立に測定したところ、Fig. 3-11 のような結果が得られており(名村ほか, 1991)、飽和付近の値をみると、



(a) 上端50°C, 下端0°C
50°C at the top, 0°C at the bottom



(b) 上端0°C, 下端50°C
0°C at the top, 50°C at the bottom

Fig. 3-10 水による実験の温度経時変化

Temporal changes in temperature of water columns at various depths for the case of 50°C temperature difference between both ends

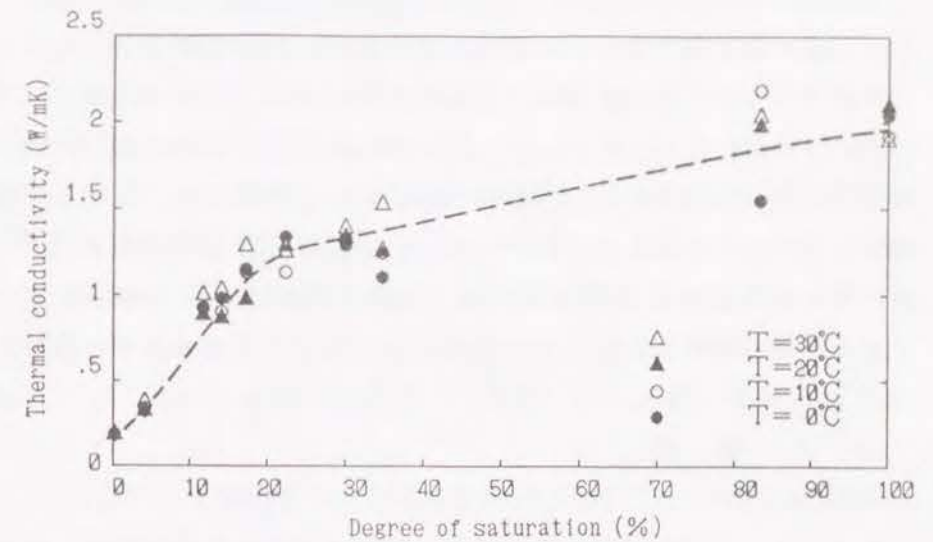


Fig. 3-11 飽和度・温度と熱伝導率の関係

Thermal conductivity of the sand as a function of degree of saturation at various temperature, obtained by twin transient-state cylindrical-probe method

先に求めた最適熱伝導率とほとんど一致している。すなわち、今回の実験では自然対流がほとんど発生しなかったため、熱伝導率は増加しなかったと考えることができる。

(3) レイリー数による検討

伝熱工学的には、レイリー数なる無次元量を用いて完全流体における自然対流発生の有無の指標としている。飽和多孔体中においても, Combarous & Bories (1975) は次式で示されるレイリー数 Ra が $4\pi^2 (\approx 40)$ 以上の場合に、自然対流が発生することを理論的に示している。

$$Ra = \frac{K \alpha \rho_l c_l}{\lambda_r} H \Delta T \quad (3-11)$$

ここに、 K は透水係数、 α は流体の体積膨張係数、 H は層の高さ、 ΔT は上下端の温度差である。本実験におけるおおよその値として、 $K=1.0 \times 10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ 、 $\alpha=2.6 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ 、 $\rho_l c_l=4.2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ 、 $H=1.0 \text{ m}$ 、 $\lambda_s=2.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ を代入し、最大の温度差 50°C の場合について Ra を求めてみると、 $Ra=2.7$ が得られた。これは明らかに $4\pi^2$ 以下であり、レイリー数から見ても自然対流の発生はないということになる。(3-11)式から判断すると、レイリー数を大きくする一番の因子は透水係数であり、本試料よりも1オーダー透水性のよい多孔体においては、自然対流の発生が予想される。

3.6 結 語

本章では、豊浦標準砂を試料とした飽和土壌層内の熱移動カラム実験を行い、その結果を熱伝導、熱損失項からなるモデルによってシミュレーションし、熱移動機構についての基礎的な検討を行った。すなわち、熱移動の基礎方程式は、一般に示されているモデルを簡略化して用い、実験条件に対応するように修正した。

その結果、断熱された装置でも数時間以上の長期に及ぶ実験では熱損失が無視できないことがわかった。また、温度プロファイルが線対称であること、熱分散による熱伝導率の増加が見られないこと、レイリー数が小さいことなどから、本実験の条件下では、自然対流の影響はほとんどなく、熱伝導項（及び熱損失項）だけで熱移動現象の大部分が説明できることがわかった。

引用文献

内田康彦・小室 淳・横山孝男・藤縄克之・桂木公平（1987）：充填層内熱分散の異方性に関する研究，第24回日本伝熱シンポジウム講演論文集，pp. 567-569.

角屋 睦・永井明博（1980）：流出解析手法（その12）—タンクモデルとSP法による最適同定—，農業土木学会誌，48，pp. 935-943.

古在豊樹・富士原和宏・渡辺一郎（1985）：熱流板法による地表面熱流速の測定精度，農業気象，40，pp. 399-402.

佐藤邦明（1982）：飽和多孔体および温水浸透流における温度伝導率の実験的決定，土木学会論文報告集，320，pp. 57-65.

名村 伸・堀野治彦・丸山利輔（1991）：不飽和土壌における熱伝導率の測定，平成3年農業土木学会大会講演会要旨集，pp. 104-105.

日本機械学会（1986）：伝熱工学資料 改訂第4版，丸善，東京，pp. 320-322.

藤縄克之（1988）：流動地下水中の熱移動機構について，農業土木学会誌，56，pp. 777-784.

藤縄克之（1991）：飽和多孔体中の2相系熱伝導に関する実験的研究—多孔体中の熱移動に関する研究（II）—，農業土木学会論文集，154，pp. 117-123.

三野 徹・石田智之・丸山利輔（1983）：三相系土壌の熱伝導モデルと熱伝導率の計算による推定，農業土木学会論文集，103，pp. 35-43.

Combarous, M. A., and S. A. Bories (1975): Hydrothermal convection in saturated porous media, *Advances in Hydroscience* edited by Ven te Chow, 10, pp. 231-307.

Kasubuchi, T. (1977): Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil, *Soil Sci.*, 124, pp. 255-258.

Kasubuchi, T. (1984): Heat conduction model of saturated soil and estimation of thermal conductivity of soil solid phase, *Soil Sci.*, 138, pp. 240-247.

Marsily, G. de (1986): *Quantitative Hydrogeology*, Academic Press, London, pp. 277-283.

Molz, F. J., J. G. Melville, A. D. Parr, D. A. King, and M. T. Hopf (1983a): Aquifer thermal energy storage: A well doublet experiment at

- increased temperatures, *Water Resour. Res.*, 19, pp.149-160.
- Molz, F.J., J.G.Melville, O.Guven, and A.D.Parr (1983b): Aquifer thermal energy storage: An attempt to counter free thermal convection, *Water Resour. Res.*, 19, pp.922-930.
- Xue, Y., C.Xie, and Q.Li (1990): Aquifer thermal energy storage: A numerical simulation of field experiments in China, *Water Resour. Res.*, 26, pp.2365-2375.

第4章 不飽和土壌層内における 熱・水分移動特性

4.1 概説

土壌のような多孔体中の熱と水分の同時移動現象は、従来から、農業土木学、水文学、土木学のみならず、機械学、化学などの工学分野にいたる広範囲な分野において重要な研究テーマとなっている。例えば、農業土木学や水文学の分野でみると、第1章でも述べたように、土壌の乾燥過燥（福原ほか，1990など），塩類集積（佐藤ほか，1990など），裸地面蒸発（池淵ほか，1989；Camillo et al., 1983など），核廃棄物の地層処理（小林，1994など），A T E S（中村ほか，1995:1996）など様々な問題に関連する。また、最近では、大気大循環モデルを用いた数値予報や気候変動研究において陸面過程を取扱う際にも、地表面における熱と水分の同時移動現象が重要な役割を果たしている（Witono & Bruckler, 1989；水文・水資源学会，1993）。

第3章では飽和土壌中の熱移動を中心に検討したが、例えば、地下帯水層へ温水や冷水の注入を行った場合、飽和帯と不飽和帯の間においても熱・水移動が生じることから、飽和-不飽和領域を連続して取扱う必要がある。しかし、上述した従来からの研究例に比べて、地下水面をもつ不飽和土壌帯中の熱・水分同時移動現象を取扱った研究はそれほど多くはない。

本章では、地下水面をもつ土壌カラムを用いて熱・水分同時移動実験を行い実測値を得るとともに、既存の基礎方程式（Willy, 1982）にカラムからの熱損失を新たに組み入れて定式化し、有限要素法を使って非定常解析を行い、その数値解と実測値を比較検討することによって、論理の妥当性を検証するとともに、不飽和土壌層内の熱・水分移動特性について考察した。また、2通りの不飽和透水係数を用いて計算を行い、不飽和透水係数がシミュレーション結果に与える影響についても検討した。

4. 2 実験概要

4. 2. 1 実験装置

実験装置は、第3章で用いたものとはほぼ同じで、土壌カラム、定温水循環装置、データロガー、パーソナルコンピュータから成り立っている (Fig. 3-2)。ただし、Fig. 3-3 に示した土壌カラム下部の給排水口には、地下水面を設定するためのスタンドパイプを接続した。

4. 2. 2 実験手順

実験試料には、第3章と同様の豊浦標準砂を用いた。その物理的特性は Table 3-1 に示されている。

実験は、まず蒸留水を適量張ったカラム内に乾燥した豊浦標準砂を少しずつ沈降させ、試料中に気相ができないように突き棒で軽く締固めながら飽和土壌カラムを作成した。また、このとき、給排水口からも常に水を補給し、下方からも同時に飽和させた。Table 4-1 は、試料の乾燥密度、間隙率を示したものである。ここで、表中の実験番号は、UN が不飽和を、前の2桁の数字が下部境界温度を、後の2桁の数字が上部境界温度をそれぞれ示す。

Table 4-1 供試体の特性

Basic properties of soils in the column

Experiment number	UN1040 UN4010	UN0545 UN4505	UN0050 UN5000
Dry bulk density (g cm ⁻³)	1.51	1.54	1.56
Porosity (%)	42.9	41.6	40.8

試料充填後、カラム上端から79cmの深さに地下水面を設定するよう、スタンドパイプに設けた排水口から重力排水した。同時に、カラム上下端を室温と同じ25℃に設定し、カラム内試料の初期温度が約25℃で均一になるように調整した。

十分な重力排水 (72時間以上) 後、上下端境界温度を所定の境界温度に設定し実験を開始した。実験開始後は熱電対、土壌水分計、熱流板の値を自動計測し、同時にスタンドパイプに現れる地下水面の高さを測定した。

実験は上下端の境界温度差を30℃、40℃、50℃で設定し、各温度差について上端が高温の場合と下端が高温の場合の実験を行った。実験は、室温約25℃の恒温室で行った。

4. 3 熱・水同時移動基礎方程式

2. 2. 1 で述べたように、Philip & de Vries (1957)、de Vries (1958) は、非等温条件下における土壌中の熱と水分の同時移動モデルとして、温度勾配と水分量勾配を熱と水分の移動駆動力とした、(2-1)式と(2-2)式で示される拡散方程式型の連立偏微分方程式を導いた。しかし、体積含水率を方程式の変数として用いると、単一土壌の不飽和層のみを対象とする場合は問題ないが、飽和領域が存在する土壌や成層化土壌、ヒステリシスなどを取扱うことが不可能となる。

本章では、地下水面をもつ飽和-不飽和領域を対象としているので、こうした領域も解析可能なWillyの基礎方程式を採用した。

4. 3. 1 水分移動

水分フラックス q_v は、液状水移動 q_l と温度勾配による水蒸気移動 q_{vT} 、温度勾配による液状水移動 q_{lT} 、圧力水頭勾配による水蒸気移動 $q_{v\theta}$ から成り、以下の式で表される (Willy, 1982)。

$$q_v = -(\rho_l K \nabla \psi + \rho_l K \nabla z) - (\rho_l D_{Tl} + \rho_l D_{Tv}) \nabla T - \rho_l D_{\psi v} \nabla \psi \\ = q_l + q_{lT} + q_{lvT} + q_{\psi v} \quad (4-1)$$

ここに、 ρ_l は液状水密度、 K は不飽和透水係数、 ψ は圧力水頭、 z は鉛直座標（上向きを正とする）、 D_{Tl} は温度勾配による液状水拡散係数、 D_{Tv} は温度勾配による水蒸気拡散係数、 T は温度、 $D_{\psi v}$ は圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数である。

質量保存則によって連続式は、

$$\frac{\partial}{\partial t} [\rho_l \theta + \rho_v (n - \theta)] = -\nabla q_v \quad (4-2)$$

t : 時間、 θ : 体積含水率、 n : 間隙率

によって与えられる。 ρ_v は水蒸気の密度であり、次式で与えられる。

$$\rho_v(\psi, T) = \rho_{vs}(T) \exp\left(\frac{\psi g}{RT}\right) \quad (4-3)$$

ここに、 ρ_{vs} は飽和水蒸気密度、 g は重力加速度、 R は気体定数である。

(4-1)式を(4-2)式に代入し、1次元に展開すると、

$$\left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right]_{\tau} + \left[\frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right]_{\tau} \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \right]_{\psi} + \left[\frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right]_{\psi} \frac{\partial T}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K + D_{\psi v}) \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{Tv} \frac{\partial T}{\partial z} + K \right] \quad (4-4)$$

となる。ここで、温度勾配による液状水移動はほとんど生じないとして無視した。

4.3.2 熱移動

熱フラックス q_h は、熱伝導によるもの q_{hc} 、水蒸気輸送に伴う潜熱輸送（温度勾配によるもの q_{hTvT} 、圧力水頭勾配によるもの $q_{h\psi v}$ ）、水分移動に伴う顕熱輸送 $q_{h\theta}$ から成り、以下の式で表される (Milly, 1982)。

$$q_h = -(\lambda + \rho_l L D_{Tv}) \nabla T - \rho_l L D_{\psi v} \nabla \psi + c_l (T - T_0) q_v \\ = q_{hc} + q_{hTvT} + q_{h\psi v} + q_{h\theta} \quad (4-5)$$

ここに、 λ は熱伝導率、 L は蒸発潜熱、 c_l は液状水の比熱、 T_0 は基準温度である。

土壌中の単位体積に含まれる熱量 Q_s は、

$$Q_s = [c_s \rho_s (1 - n) + c_l \rho_l \theta + c_v \rho_v (n - \theta)] (T - T_0) + L_0 \rho_v (n - \theta) \quad (4-6)$$

ここに、 c_s は土粒子の比熱、 ρ_s は土粒子の密度、 c_v は水蒸気の定圧比熱、 L_0 は基準温度 T_0 での蒸発潜熱である。

第3章と同様にカラムからの熱損失を考慮すると、連続式は、

$$\frac{\partial Q_s}{\partial t} = -\nabla q_h - H_l (T - T_r) \quad (4-7)$$

となる。ここに、 H_l は熱損失係数、 T_r はカラム外部の温度である。

(4-5)式と(4-6)式を(4-7)式に代入し、展開すると、

$$\left[C + H_l \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right]_{\psi} + \left[H_2 \frac{\partial \theta}{\partial T} \right]_{\psi} + \left[H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right]_{\tau} + \left[H_2 \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right]_{\tau} \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[(\lambda + \rho_l L D_{Tv}) \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_l L D_{\psi v} \frac{\partial \psi}{\partial z} - c_l (T - T_0) q_v \right] - H_l (T - T_r) \quad (4-8)$$

となる。

$$\begin{aligned} H_1 &= [L_0 + c_s(T - T_0)](n - \theta) \\ H_2 &= (c_l \rho_l - c_v \rho_v)(T - T_0) - \rho_v L_0 \\ C &: \text{土壌の体積熱容量} \end{aligned}$$

以上、(4-4)式と(4-8)式が熱と水分の同時移動を表す基礎方程式である*。

4. 4 数値解析

4. 4. 1 有限要素法による近似

(4-4)式と(4-8)式は、次のように簡略に表される。

$$S_1 \frac{\partial \psi}{\partial t} + S_2 \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[S_3 \frac{\partial \psi}{\partial z} + S_4 \frac{\partial T}{\partial z} + S_5 \right] + S_6 \quad (4-9)$$

ただし、(4-4)式の場合は、 $S_6 = 0$ となる。

ψ , T , S_i 等は試行関数 N_J を用いて以下のように近似される。

$$\begin{aligned} \dot{\psi}(z, t) &= N_J(z) \dot{\psi}_J(t) \\ \dot{T}(z, t) &= N_J(z) \dot{T}_J(t) \quad (J=1, 2) \\ \dot{S}_i(z, t) &= N_J(z) \dot{S}_{iJ}(t) \quad (i=1 \sim 6) \end{aligned} \quad (4-10)$$

添字 J は要素の両節点での値であることを示す。

* 実験カラムの中央部と側壁近傍部の温度差を別途測定したところ、たかだか0.2～0.3℃以内であったこと、実験カラム壁の熱伝導率は $0.058 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ であり（堀野ほか、1991）、豊浦標準砂の絶乾状態での熱伝導率 $0.20 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ と比較して小さく、さらに、低水分領域では、水蒸気移動による潜熱輸送が生じ、見かけ上の熱伝導率はさらに大きいと考えられることから、横方向の熱フラックスは、縦方向に対して無視でき、ここでの解析は1次元で十分であると判断した。

(4-10)式を(4-9)式に代入した後、Galerkin法を適用し、部分積分を行うと、水分移動方程式については以下のような重み付き残差方程式が得られる。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \psi_J}{\partial t} \int \dot{S}_1 N_1 N_J dz + \frac{\partial T_J}{\partial t} \int \dot{S}_2 N_1 N_J dz + \int \dot{S}_3 \left[\frac{\partial N_1}{\partial z} \frac{\partial N_J}{\partial z} \psi_J \right] dz \\ & + \int \dot{S}_4 \left[\frac{\partial N_1}{\partial z} \frac{\partial N_J}{\partial z} T_J \right] dz + \int \dot{S}_5 \frac{\partial N_1}{\partial z} dz + \left[\frac{\dot{q}_v}{\rho_v} N_1 \right]_{\text{bound}} = 0 \quad (I=1, 2) \end{aligned} \quad (4-11)$$

$$\text{ただし、} \quad \dot{q}_v = -\rho_v \left[\dot{S}_3 \frac{\partial \dot{\psi}}{\partial z} + \dot{S}_4 \frac{\partial \dot{T}}{\partial z} + \dot{S}_5 \right]$$

となる。

(4-11)式を行列表示すると、

$$[A_1] \{\dot{\psi}\} + [B_1] \{\dot{T}\} + [C_1] \{\psi\} + [D_1] \{T\} + [E_1] = 0 \quad (4-12)$$

となる。ここに、 $\dot{\psi}$, \dot{T} は、 ψ , T の時間微分をそれぞれ表す。

熱移動方程式についても同様の有限要素近似を行うと、次の関係を得ることができる。

$$[A_2] \{\dot{\psi}\} + [B_2] \{\dot{T}\} + [C_2] \{\psi\} + [D_2] \{T\} + [E_2] = 0 \quad (4-13)$$

(4-12)式と(4-13)式を統合すると、

$$\begin{bmatrix} A_1 & B_1 \\ A_2 & B_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \dot{\psi} \\ \dot{T} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} C_1 & D_1 \\ C_2 & D_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \psi \\ T \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} E_1 \\ E_2 \end{bmatrix} = 0 \quad (4-14)$$

が得られるが、(4-14)式は統一的に、

$$[Q]\{\dot{X}\}+[R]\{X\}+\{E\}=0 \quad (4-15)$$

と表現できる。

時間項については時間の重み係数 δ を用いて差分近似を行うと、(4-15)式より、

$$\left[\delta[R]^{k+1} + \frac{[Q]^{k+1}}{\Delta t} \right] \{X\}^{k+1} = \left[(\delta-1)[R]^{k+1} + \frac{[Q]^{k+1}}{\Delta t} \right] \{X\}^k + \{E\}^{k+1} \quad (4-16)$$

となる。ここに、 k は時間ステップ、 Δt は時間刻みである。本研究では、 $\delta = 1$ (完全陰解法) を用いた。

(4-16)式は、不飽和透水係数や水分特性曲線が圧力水頭と温度によって変化するため非線形問題となる。そこで、Picard法(赤井, 1987)により、各時間ステップ毎に1回前の解と今回の解の差が前もって設定された誤差範囲内に収束するまで繰返し計算を行った。

4.4.2 初期条件と境界条件

解析領域が $0 \leq z \leq L_z$ であるとき、(4-16)式は以下の初期条件と境界条件のもとに解かれる。

$$T(z, 0) = T_0(z) \quad , \quad \psi(z, 0) = \psi_0(z) \quad , \quad 0 \leq z \leq L_z$$

$$T(L_z, t) = T_s(t) \quad , \quad T(0, t) = T_b(t) \quad , \quad t > 0$$

$$q_v(L_z, t) = q_v(0, t) = 0 \quad , \quad t > 0$$

4.4.3 パラメータの定式化

(1) 土壌水分特性曲線

計算に用いた実験試料の土壌水分特性曲線を Fig. 4-1 に示す。図中の実

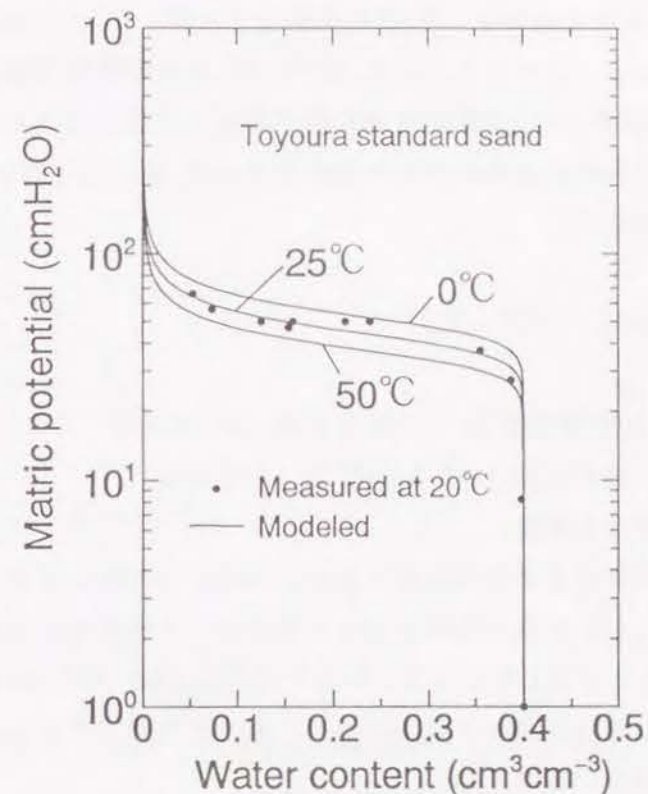


Fig. 4-1 土壌水分特性曲線とその温度依存性
Soil water retention curves under 0, 25 and 50°C

線は、室温約20℃の恒温室で得られた測定値に、次式に示すvan Genuchtenの式を適合させたものである（中村ほか、1996）。

$$S_e \equiv \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \{1 + |\alpha \psi|^n\}^{-m} \quad (4-17)$$

ここに、 S_e は有効飽和度、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率であり、 α 、 m 、 n はパラメータで、Powellの共役勾配法で同定した。ただし、 θ_s は間隙率、 θ_r は風乾での体積含水率とした。

また、圧力水頭の温度依存性を考慮する式は、Milly (1984)が用いた以下の式を採用した。

$$\psi_0 = \psi_T \exp[-C_\psi(T - T_0)] \quad (4-18)$$

ここに、 ψ_0 は基準温度 T_0 での圧力水頭、 ψ_T は温度 T での圧力水頭、 C_ψ は圧力水頭の温度係数（ $-6.8 \times 10^{-3} \text{K}^{-1}$ ）である。

(2) 不飽和透水係数

不飽和透水係数も土壤水分特性曲線と同様に実測値から推定式のパラメータを決定し求めるのが本来の方法であるが、本研究では実測値に推定式をあてはめることはしなかった。そこで、ここでは、van Genuchtenが提案した土壤水分特性曲線のモデル式のパラメータを利用できる以下の式を用いた（中村ほか、1996）。

$$K(S_e) = K_s \sqrt{S_e} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (4-19)$$

ここに、 K は不飽和透水係数、 K_s は飽和透水係数である。

ただし、(4-19)式が成立するためには、(4-17)式中のパラメータの m 、 n の間に $m = 1 - 1/n$ という関係が必要になる。したがって、この制約条件下で、(4-17)式のパラメータ α 、 n をPowell法で同定した。

不飽和透水係数の温度依存性は、水の粘性係数 μ の温度効果によるもの

とし、(4-18)式に $\mu(T_0)/\mu(T)$ を乗じた。

不飽和透水係数は、Fig. 4-2 中のKに示す曲線となり、図中の点線は土壤水分特性曲線のモデル式のパラメータを利用したものであり、実線は温度変化の計算値が実測値に合うようにパラメータを調整したもので、黒丸は実測値をそれぞれ表す。計算において、点線で示された不飽和透水係数を用いた場合をケースA、実線で示された不飽和透水係数を用いた場合をケースBとする。

(3) 水蒸気拡散係数

2つの水蒸気拡散係数 D_{ψ} 、 D_{T_v} は、以下の(4-20)式、(4-21)式でそれぞれ表され、Figs. 4-2、4-3 にそれらを示す（Milly, 1984）。

$$D_{\psi} = \frac{D_{atm}}{\rho_v} \tau (n - \theta) \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T \quad (4-20)$$

$$D_{T_v} = \frac{D_{atm}}{\rho_v} f \zeta \left. \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right|_T \quad (4-21)$$

$$\text{ただし、} \tau = (n - \theta)^{2/3} \quad (4-22)$$

$$f = n, \quad \theta \leq \theta_k$$

$$= n - \theta + \frac{n - \theta}{n - \theta_k} \theta, \quad \theta_k < \theta \quad (4-23)$$

$$\zeta = (\nabla T)_a / \nabla T \quad [(\nabla T)_a : \text{気相の平均温度勾配}] \quad (4-24)$$

D_{atm} は大気中の水蒸気分子拡散係数、 τ はトートシティ因子、 θ_k は液状水の連続性が切れるときの体積含水率である。本研究では、 θ_k は θ_r （ ≈ 0.001 ）に等しいと仮定した。

局所的な温度勾配に関する補正係数 ζ を実測することは不可能であり（宮崎、1976）、また、物理的に表現するには至っていない（中村ほか、1996）。そこで、本実験結果の特徴的な温度変化をシミュレーションできるように、 ζ に関する感度解析を行ったところ、体積含水率の減少に応じて ζ を3.0か

ら0.2へと変化させればよいことがわかった。したがって、ここでは、この結果を用いたが、このときの D_{Tv} は、結果的に、従来の研究（例えば、Milly, 1984;1994）で用いられた D_{Tv} と類似したものになっている。

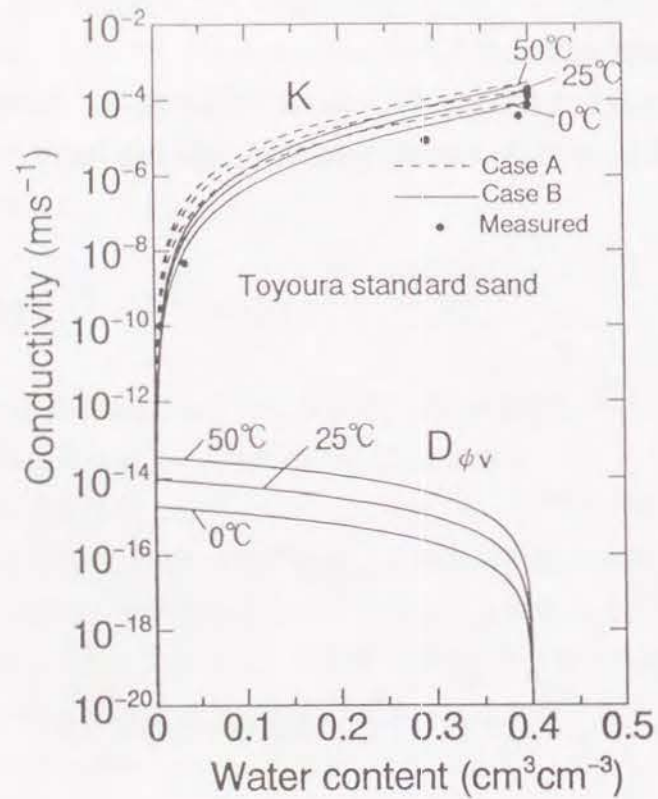


Fig.4-2 不飽和透水係数 K と水蒸気拡散係数 $D_{\phi v}$ の水分量と温度に対する関係

Unsaturated hydraulic conductivity K and the isothermal vapor diffusivity $D_{\phi v}$ as functions of water content and temperature

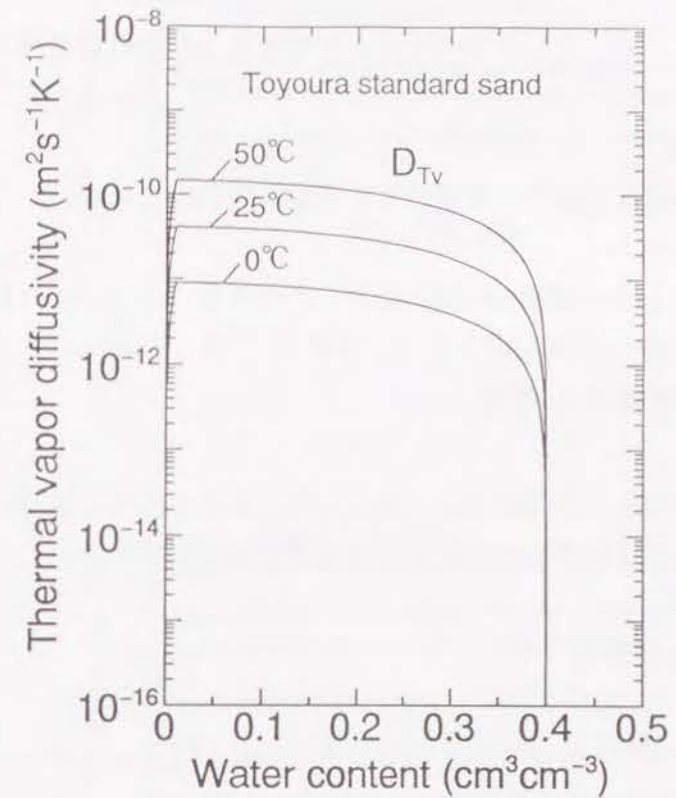


Fig.4-3 水蒸気拡散係数 D_{Tv} の水分量と温度に対する関係

Thermal vapor diffusion coefficient D_{Tv} as function of water content and temperature

(4) 熱伝導率

実験試料の熱伝導率は、双子型プローブ法で実測値を求め、得られた値を次のMcInnesの式で近似した(中村ら, 1995)。

$$\lambda = A + B\theta - (A - D) \exp[-(C\theta)^E] \quad (4-25)$$

ここに、A, B, C, D, Eはパラメータであり、Powellの共役勾配法によって同定した。

(5) 体積熱容量

土壌の体積熱容量Cは次式を用いて求めた(Hillel, 1980)。

$$C = c_s \rho_s (1 - n) + c_l \rho_l \theta + c_v \rho_v (n - \theta) \quad (4-26)$$

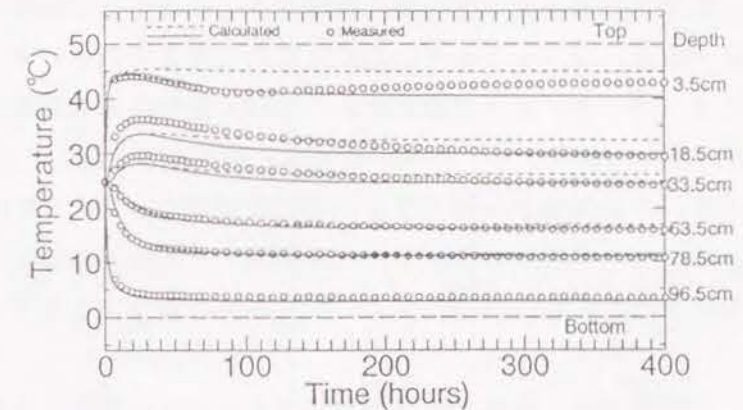
4. 5 解析結果と考察

以下に、実験結果と計算結果の一例として、温度差50℃の場合を中心に考察するが、他の温度差の場合もほぼ同様の結果が得られた。

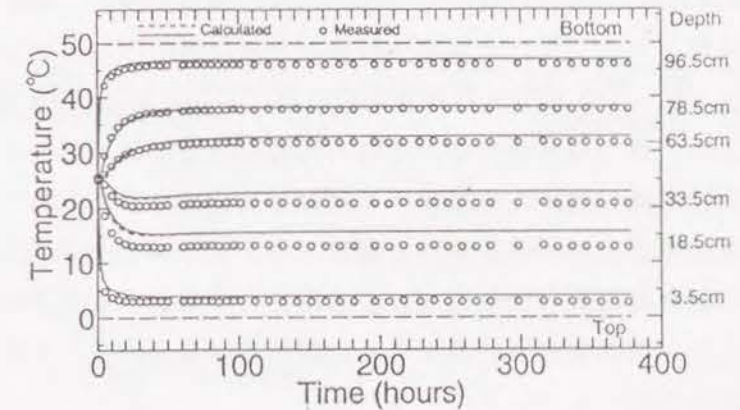
4. 5. 1 温度変化

実験開始後のカラム内温度の経時変化を、上端が高温の場合と下端が高温の場合について Fig. 4-4 に示す。図中の○印は実測値、点線と実線は計算値を示し、Fig. 4-2 の不飽和透水係数の点線(ケースA)と実線(ケースB)を用いた場合にそれぞれ対応する。

上端が高温の場合、カラム上層部での実測値はいったん上昇しピークに達した後、徐々に低下するという、第3章の飽和土壌層内の熱移動実験では見られなかった特徴的な傾向を示した。ケースAの場合、計算値はこのような傾向を示さなかったが、ケースBの場合は、計算値はこうした実測値の傾向をよくとらえている。



(a) 上端50℃, 下端0℃
50℃ at the top, 0℃ at the bottom



(b) 上端0℃, 下端50℃
0℃ at the top, 50℃ at the bottom

Fig. 4-4 実測値と計算値の温度経時変化(温度差50℃)

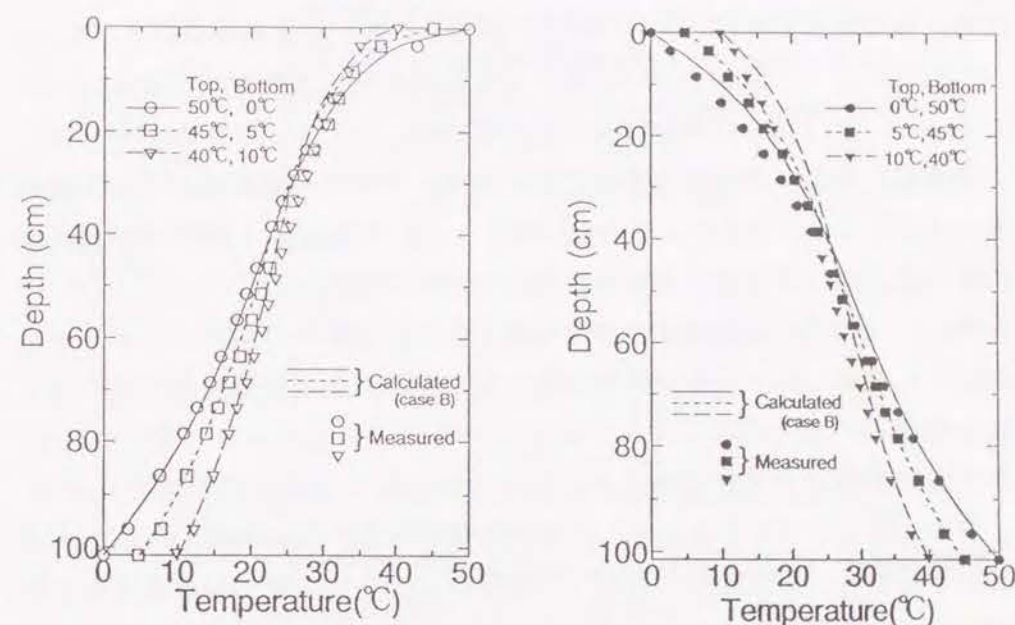
Temporal changes in measured and calculated temperatures for the case of 50℃ temperature difference between both ends

実測値のこうした傾向は、カラム上端付近の水分低下に伴う土壌の熱伝導率の低下による（中村ほか，1995）ことから、ケースAよりもケースBの方が上層部での水分低下をうまく再現できていることが推察される。この水分低下の違いは、次のようにして生じたと考えられる。すなわち、ケースBでは、特に中・低水分領域でAに比べ不飽和透水係数 K が小さくなっており、圧力勾配による上方への液状水移動が小さくなる。したがって、結果的にケースBの方が上層部での水分低下が進む。また、Fig. 4-2 に示したように、ケースBの方が結果的には実測の不飽和透水係数に近い値となり、このことから、(4-19)式のパラメータの調整は妥当であったと言える。

一方、下層部では、実測値と計算値は非常によく一致しており、また、不飽和透水係数の違いによる計算値の差も上層部に比べると非常に小さいものとなった。これは、下層部では、水分量が飽和に近く、不飽和透水係数の違いによる土壌水分の移動量に大きな差がなかったためである。

下端が高温の場合は、両計算値間の差はほとんどなく、全般的に実測値の傾向をよくとらえている。これは、下端が高温の場合、温度勾配による水蒸気移動と圧力勾配による水分移動の方向が重力方向と逆であること、不飽和透水係数、水蒸気拡散係数が低温ほど小さくなる（中村ほか，1995）ことにより、水分移動量自体が上端が高温の場合に比べて小さく、水分量の変化が温度場に与えた影響が小さかったためである。

各温度差の実験終了時における温度プロファイルを Fig. 4-5 に示す。ここで、計算値はケースBの場合を示した。いずれの温度差においても、上層部で計算値と実測値に若干の差が認められるものの、計算値は実測値の傾向をよくとらえている。



(a) 上端が高温の場合

The case of higher
temperature at the top

(b) 下端が高温の場合

The case of higher
temperature at the bottom

Fig. 4-5 各実験終了時の温度プロファイル

Temperature profiles in soil column at the end of measurements for the case of 30, 40 and 50°C temperature differences between both ends

4.5.2 圧力水頭変化

実験開始後のカラム内圧力水頭の経時変化を、上端が高温の場合と下端が高温の場合について Fig. 4-6 に示す。

上端が高温の場合、深さ10.5cmの圧力水頭の実測値は、実験開始直後いったん正圧側に変化した後、徐々に負圧側へ変化し、約300時間経過後急激に負圧側に変化するという他の深さでは見られない特徴的な傾向を示した。

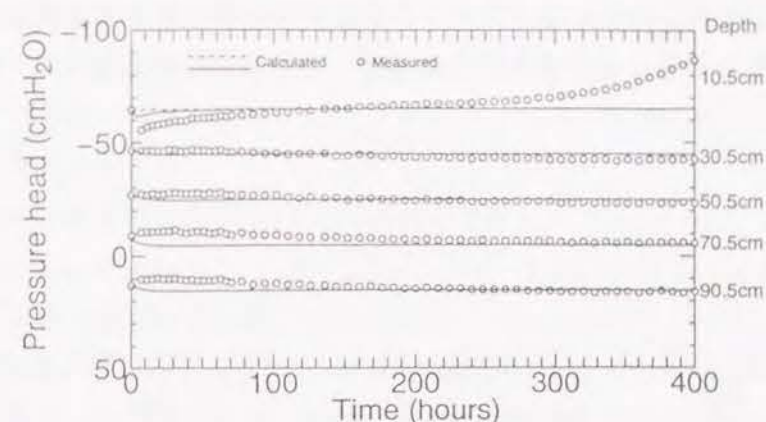
Fig. 4-6 より、深さ10.5cmにおける実験開始直後の計算値の変化についてみると、ケースAの場合は実測値の傾向をとらえていないが、ケースBの場合は、わずかではあるが正圧側に変化しており、実測値と同様の傾向をとらえることができた。しかし、両ケースの場合とも、300時間経過後の圧力水頭の急激な低下を再現することはできなかった。

深さ10.5cmでの圧力水頭の急激な低下は、その深さの試料の含水率が、Fig. 4-1 で示した土壌水分特性曲線における圧力水頭の低含水率側立ち上がり部付近に達したために生じたものである。したがって、実際の水分の下方移動量はわずかであるが、圧力水頭の変化は含水率の変化に非常に鋭敏となる。このことから、上端が高温の場合、不飽和帯での圧力水頭のシミュレーションには、土壌水分特性曲線の毛管水帯から懸垂水帯に急激に変化する領域を正確に求めることが必要となる。

下端が高温の場合、ケースBの深さ10.5cmの圧力水頭の計算値は、実験開始直後いったん負圧側に変化するという実測値の傾向をわずかではあるが示した。しかし、ケースAでは、このような傾向をとらえることはできなかった。

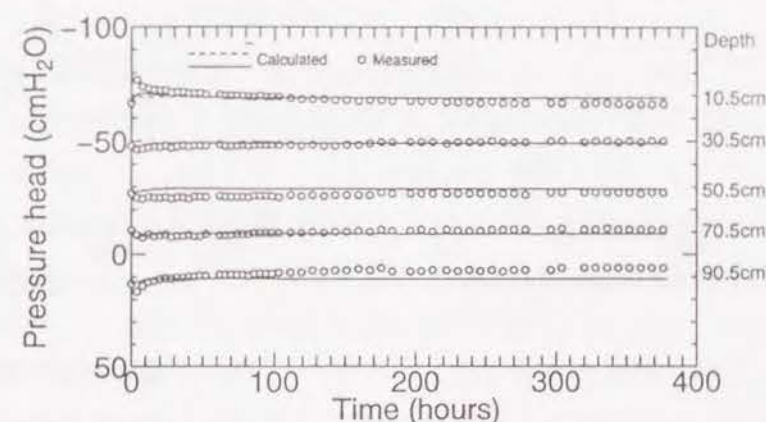
他の深さでは、上・下端の温度の高低にかかわらず、A・Bどちらのケースの場合も、深さによっては若干の差が認められるものの、計算値は実測値の傾向をほぼとらえることができた。

各温度差の実験終了時における圧力水頭プロファイルを Fig. 4-7 に示す。計算値はケースBの場合のみを示した。上端が高温の場合、温度差50℃の深さ10.5cmの計算値が既に述べたような理由から再現されていないが、それ以外の場合は、ほぼ一致している。また、上端に近い深さにおいて計算



(a) 上端50℃、下端0℃

50℃ at the top. 0℃ at the bottom



(b) 上端0℃、下端50℃

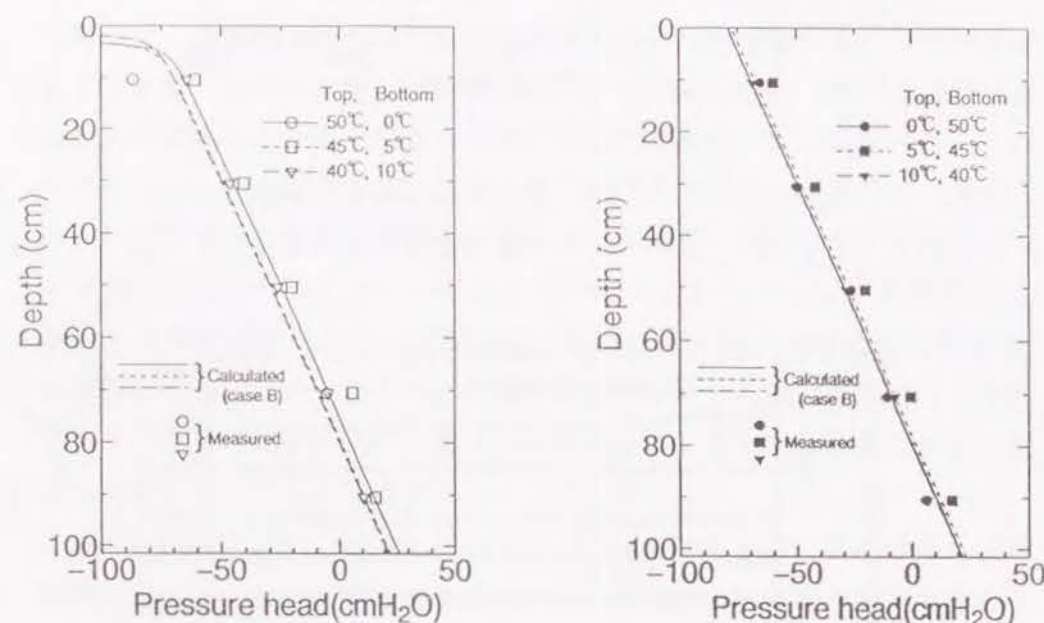
0℃ at the top. 50℃ at the bottom

Fig. 4-6 実測値と計算値の圧力水頭経時変化 (温度差50℃)

Temporal changes in measured and calculated pressure heads for the case of 50℃ temperature difference between both ends

値は急激に負圧側に変化しており、上端部付近の土壌の乾燥が著しいことがシミュレーション結果から推察される。

下端が高温の場合、温度差40℃の場合の実測値と計算値に若干の差が認められるものの、他の温度差の場合は、実測値と計算値はほぼ一致した。



(a) 上端が高温の場合

The case of higher
temperature at the top

(b) 下端が高温の場合

The case of higher
temperature at the bottom

Fig. 4-7 各実験終了時の圧力水頭プロファイル

Pressure head profiles in soil column at the end of measurements for the case of 30, 40 and 50°C temperature differences between both ends

4.5.3 水分・熱フラックス

以下、温度変化の傾向をより再現できたケースBの場合について考察する。グラフは、温度変化の著しかった実験開始から100時間までを表示した。また、以下の図中の()内の矢印はフラックスの向きを表している。

(1) 水分フラックス

水分変化の最も顕著な深さ10.5cmの水分フラックス q_v 、 q_i 、 q_{vt} の計算値の経時変化を Fig. 4-8 に示した。 q_{vt} は、上記のフラックスに比べて無視できるほど小さい値であったため表示しなかった。

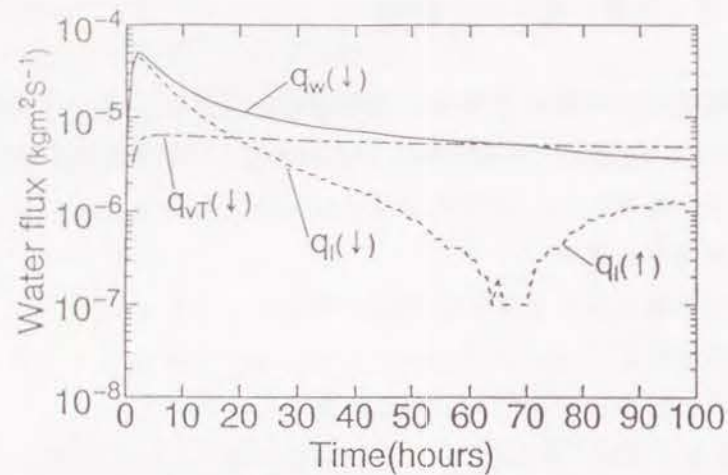
上端が高温の場合、下方への q_i は実験開始後いったん急増した後低下し、68時間経過後には、逆に上方へのフラックスとなり、その後その大きさも増加する傾向を示している。下方への q_{vt} も実験開始後急増するが、すぐにほぼ一定値に達し、20時間経過後は、 q_i よりも支配的となっている。その結果、 q_v は、実験開始後いったん上昇した後、 q_i よりもゆっくりと低下し、一定値に近づいている。このとき、フラックスの方向は下向きであるため、上層では水分低下が進行することになる。

一方、下端が高温の場合、 q_i は約54時間後を境として向きは逆であるが、先と同様の变化傾向を示している。また、100時間後に近づくにつれ、 q_i はこれと逆向き(上向き)の q_{vt} に絶対値が漸近している。その結果、 q_v は、上端が高温の場合に比べて約1オーダー小さい値となるが、流れの方向が上向きなので、上方への水分移動がわずかながら生じることになる。すなわち、上端が高温の場合と違って、上層での水分低下は生じない。

(2) 熱フラックス

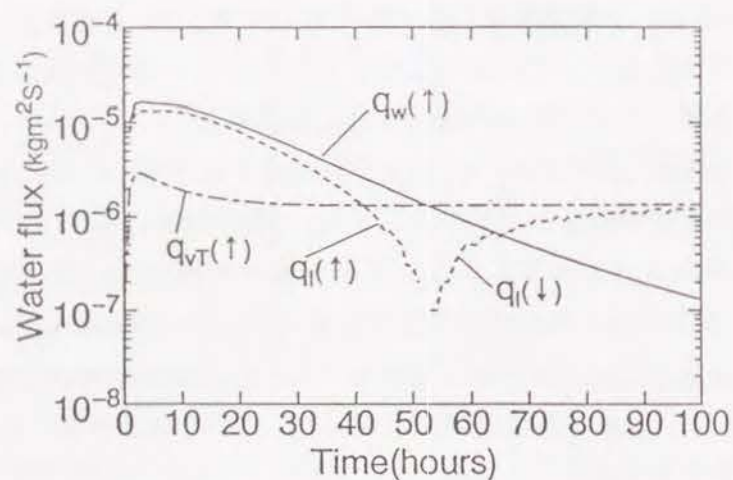
特徴的な温度変化を示した深さ3.5cmの熱フラックス成分 q_h 、 q_{ht} 、 q_{hvt} の計算値の経時変化を Fig. 4-9 に示す。他のフラックス成分は、これらに比べて非常に小さかったので示さなかった。

上端が高温の場合、下方への熱フラックス成分 q_{ht} 、 q_{hvt} は、実験開始直後にいったん急増した後、すぐに低下し、ほぼ定常に達する傾向にある。したがって、 q_h も q_{ht} 、 q_{hvt} と同じ変化パターンとなった。100時間後における q_{ht} と q_{hvt} の q_h に占める割合は、それぞれ56%と44%となった。



(a) 上端50°C, 下端0°C

50°C at the top, 0°C at the bottom

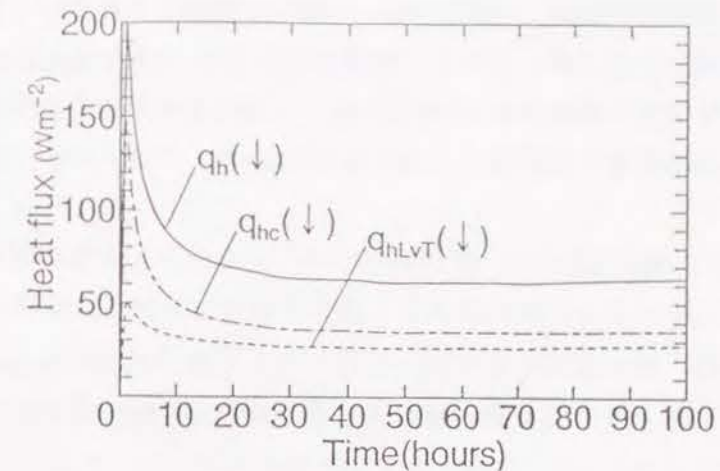


(b) 上端0°C, 下端50°C

0°C at the top, 50°C at the bottom

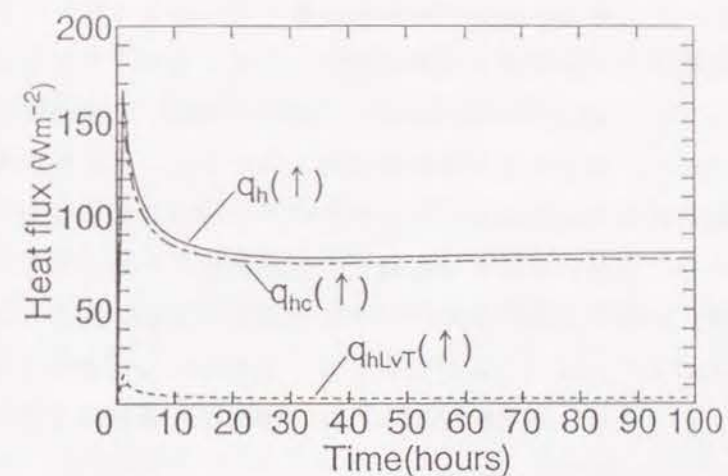
Fig.4-8 ケースBの水分フラックス経時変化 (温度差50°C)

Temporal changes in calculated water fluxes at a depth of 10.5cm for 100 hours after the start of measurements for the case of 50°C temperature difference between both ends (Case B)



(a) 上端50°C, 下端0°C

50°C at the top, 0°C at the bottom



(b) 上端0°C, 下端50°C

0°C at the top, 50°C at the bottom

Fig.4-9 ケースBの熱フラックス経時変化 (温度差50°C)

Temporal changes in calculated heat fluxes at a depth of 10.5cm for 100 hours after the start of measurements for the case of 50°C temperature difference between both ends (Case B)

下端が高温の場合も、(各フラックスの向きは逆であるが) 上端が高温の場合と同じような変化パターンとなったが、 q_h に対する q_{in} と q_{out} の占める割合は、それぞれ96%と4%となり、上端が高温の場合に比べて、熱伝導成分の占める割合が非常に大きくなっている。

4. 6 結 語

本章では、地下水面をもつ単一土壌カラムを用いた熱・水分同時移動実験を行い、得られた実測値と熱損失項を考慮した基礎方程式の数値解を比較検討することによって、熱・水分同時移動特性についての考察を行った。

その結果、本章で使用した基礎方程式を用いても、不飽和透水係数や局所的な温度勾配などのパラメータを適当に定めれば、地下水面をもつ不飽和土壌層内の熱・水分同時移動特性を実用上十分な精度で再現できることがわかった。一方、Scanlonら(1994)も指摘しているように、シミュレーション上の主要な誤差要因は不飽和透水係数と考えられ、実験結果をより正確にシミュレーションするためには、不飽和透水係数の精密な測定又は推定と既存モデルの慎重な選択が必要となる。さらに、ある程度乾燥の進んだ不飽和層の圧力水頭を再現するためには、土壌水分特性曲線の毛管水帯から懸垂水帯に急激に変化する領域を正確に求める必要があることも明らかとなった。また、水分・熱フラックスの成分分離が可能となり、各成分フラックスのシミュレーション結果から、温度勾配による熱と水分の移動機構が明らかとなり、本実験で得られた特徴的な実験結果を説明することができた。

引用文献

赤井浩一(監訳)(1987): 地下水解析の基礎と応用, 現代工学社, 東京, pp. 157-159.

池淵周一・土谷史郎・久保和幸・光田 寧(1989): 裸地蒸発量のモデル解析とその実証的研究, 京都大学防災研究所年報, 32(B-2), pp. 319-336.

小林 晃(1994): ベントナイトの熱-水-応力連成解析-放射性廃棄物処分の緩衝材中の挙動-, 第33回農業土木学会土壌物理研究部会研究集会論文集, pp. 31-48.

佐藤邦明・福原輝幸・宗像雅広・Serge BORIES(1990): 蒸発による円柱カラム不飽和帯の溶質移行と蓄積に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 424(III-14), pp. 135-144.

水文・水資源学会(1993): モデリング技術の最近の進歩に関する講座, pp. 14-20.

中村公人・堀野治彦・丸山利輔(1995): 地下水位変動型成層土壌層内における熱・水分移動特性, 農業土木学会論文集, 176, pp. 159-167.

中村公人・堀野治彦・諸泉利嗣・丸山利輔(1996): 地下水位一定型成層土壌中の準定常熱・水分移動特性, 農業土木学会論文集, 181, pp. 39-48.

福原輝幸・ジョージ・F. ピンダー・佐藤邦明(1990): 表面乾燥過程における飽和-不飽和多孔媒体中の熱・水分完全連成移行解析へのアプローチ, 土木学会論文集, 423(II-14), pp. 111-120.

堀野治彦・諸泉利嗣・丸山利輔(1991): 飽和土壌層内における熱移動特性の実験的考察, 地下水学会誌, 33, pp. 227-238.

宮崎 毅(1976): 温度コウ配下の砂における水蒸気の凝縮と移動, 農業土木学会論文集, 61, pp. 1-8.

Camillo, P. J., R. J. Gurney, and T. J. Schmugge (1983): A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies, Water Resour. Res., 19, pp. 371-380.

de Vries, D. A. (1958): Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media, Trans. Amer. Geophys. Union, 39, pp. 909-916.

Hillel, D. (1980): Fundamentals of Soil Physics, Academic Press, London, pp. 293-295.

Willy, P. C. D. (1982): Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and

- a numerical model, *Water Resour. Res.*, 18, pp. 489-498.
- Milly, P. C. D. (1984): A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil, *Water Resour. Res.*, 20, pp. 1087-1098.
- Philip, J. R., and D. A. de Vries (1957): Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38, pp. 222-232.
- Scanlon, B. R., and P. C. D. Milly (1994): Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulations, *Water Resour. Res.*, 30, pp. 721-733.
- Sophocleous, M. (1979): Analysis of water and heat flow in unsaturated-saturated porous media, *Water Resour. Res.*, 15, pp. 1195-1206.
- Witono, H., and L. Bruckler (1989): Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling 1. Field validation of a water flow model, *Water Resour. Res.*, 25, pp. 2423-2435.

第5章 野外における不飽和土壌帯中の熱・水分移動特性

5.1 概説

第4章では、一定温度勾配下の飽和-不飽和土壌カラム内における熱・水分同時移動実験を行い、得られた実測値と熱損失項を考慮した基礎方程式の数値解を比較検討することによって、不飽和土壌層内の熱・水分移動特性と解析上の問題点を明らかにした。

しかし、室内実験の場合、温度勾配が一定であるなど限られた条件下のものが多く、野外の自然気象条件下では上端境界となる地表面の条件が常に複雑に変動していることを考えると、それだけでは十分とは言えない。

一方、野外における自然環境下でのこの種の研究は、これまで裸地面蒸発過程に重点が置かれていたため、不飽和土壌帯中の熱・水分移動特性を詳細に検討した研究例はそれほど多くはない。

本章では、野外における土壌中の温度と圧力水頭を測定し、得られた実測値と熱・水分同時移動モデルを比較検討することによりモデルの妥当性を検証し、その結果を用いて、複雑に日変化する自然の気象条件下における、特に表層不飽和土壌帯中の熱・水分移動特性を明らかにしようとするものである。

また、①後述する補正係数 α による感度解析を行い、 α がモデルの出力（地温と圧力水頭）に与える影響、②地表面境界条件にDirichlet型を用いた場合（Witono & Bruckler, 1989）の同条件のもつ誤差が地温と圧力水頭に与える影響、③水収支法による蒸発量の算定について検討する。特に、②は今後リモートセンシングなどで求めた地表面の温度や水分量を上端境界条件として土壌内部の熱・水状態を把握するような場合に非常に重要になると考えられる。

5. 2 観測概要

観測は、青森県十和田市にある北里大学獣医畜産学部の草地圃場に土壌カラムを埋設して行った。用いたカラムは、内径49.2cm、高さ110.8cmの塩化ビニルでできており、底部に排水口が取り付けられている。カラム内には、同じ圃場から採土した火山灰砂質土壌（黒ボク土）を用い、現地の草地圃場と同様の土壌構造になるように、地表面から深さ50cmに砂壤土（国際土壌学会分類）を、深さ50cmから100cmに砂土（同上）をそれぞれ充填した。供試土壌の物理性を Table 5-1 に示す。また、カラム周囲の土壌もカラムと同じように充填し、水平方向の熱移動が生じないように配慮した。

5. 2. 1 観測方法

カラム内土壌の温度、圧力水頭、熱フラックスを中心に、Table 5-2 に示す項目について測定した。

Table 5-1 供試土壌の物理的特性
Physical properties of soils

	Soil texture	Specific gravity	Dry bulk density(gcm^{-3})	Porosity (%)	Saturated hydraulic conductivity(cms^{-1})	Specific heat ($\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$)
1st layer	Sandy loam	2.47	0.890	63.6	3.68×10^{-4}	800 [*]
2nd layer	Sand	2.53	0.746	61.3	3.06×10^{-4}	800 [*]

*前田ら(1983)

Table 5-2 測定項目
Elements of measurement

Elements of measurement	Instruments	Points of measurement (m)
① Soil temperature	Thermocouple thermometer ^{**}	Depth:0.04, 0.09, 0.14, 0.24, 0.54, 0.79 and 0.99
② Surface temperature	Thermocouple thermometer ^{**} and Infrared thermometer ^{**}	Depth:0.0 Near the surface
③ Pressure head	Tensiometer ^{**}	Depth:0.05, 0.1, 0.25, 0.45, 0.65, 0.8 and 1.0
④ Volumetric water content	By sampling ^{**}	Depth:0~0.01
⑤ Solar radiation	Pyranometer ^{**}	Height:2.0
⑥ Net radiation	Net radiometer ^{**}	Height:0.5
⑦ Heat flux	Heat flow plate ^{**}	Depth:0.03 and 0.89
⑧ Air temperature and Wet-bulb temperature	Thermocouple thermometer ^{**}	Height:1.5
⑨ Wind speed	Cup anemometer ^{**}	Height:1.5
⑩ Soil evaporation	Small soil pot ^{**}	Below the surface
⑪ Precipitation	Tipping-bucket rain recorder ^{**}	On the ground

* Automatic measurement, ** Manual measurement

自動測定した物理量は、パーソナルコンピュータで制御されたデータロガーによって収録された。物理量は、正時より5分毎に瞬間値を測定して自記記録した。解析には、これらの物理量を1時間平均値にして用いた。

熱電対による地表面温度の測定の際には、熱電対を土壌表面にごく浅く埋めて放射の影響を受けないようにした(三枝ほか, 1993)。さらに、赤外放射温度計を用いて熱電対による地表面温度の測定が精度良くなされているかどうかをチェックした。熱電対は、あらかじめ室内で検定を行い、検定用精密温度計との誤差が 0.1°C 以内のものを用いた。また、深さ0~1cmの体積含水率の測定は、直径1cmのコルクボーラにより採取した土壌試料より行った。赤外放射温度計と体積含水率の測定は、それぞれ適当な時間間隔で行った。

小型土壌ポットは直径10cm、高さ20cmの塩化ビニル製で、底は有孔底板となっている。ポット内には土壌カラムに用いたのと同じ砂壤土をカラム内土壌と同様の密度になるように充填した。小型土壌ポットは土壌カラムのすぐ近くに埋設され、その重量測定は2時間毎に電子天秤を用いて行った。

5.2.2 気象概況

観測は、1993年8月3日から8月8日に行った。観測期間中の全天日射量、気温、風速の経時変化を Fig. 5-1 に示す。観測期間中の天候は、8月3日から5日までは晴れて日中(6:00~18:00)の日平均日射量は約 $534\text{Wm}^{-2}\text{d}^{-1}$ 、平均最高気温は 21.5°C 、8月6日以降は曇りで日平均日射量も約 $214\text{Wm}^{-2}\text{d}^{-1}$ と少なく、平均最高気温は 17.9°C と低かった。平均風速は 1.7ms^{-1} であった。また、観測期間中に降雨はなかった。

観測開始前の8月1日から2日にかけて10.0mmの降雨があったため、観測開始時のカラム内土壌は湿潤状態であった。このため、観測期間中もカラム内土壌は湿潤傾向にあり、その水分領域は体積含水率で0.26~0.60の範囲にあった。

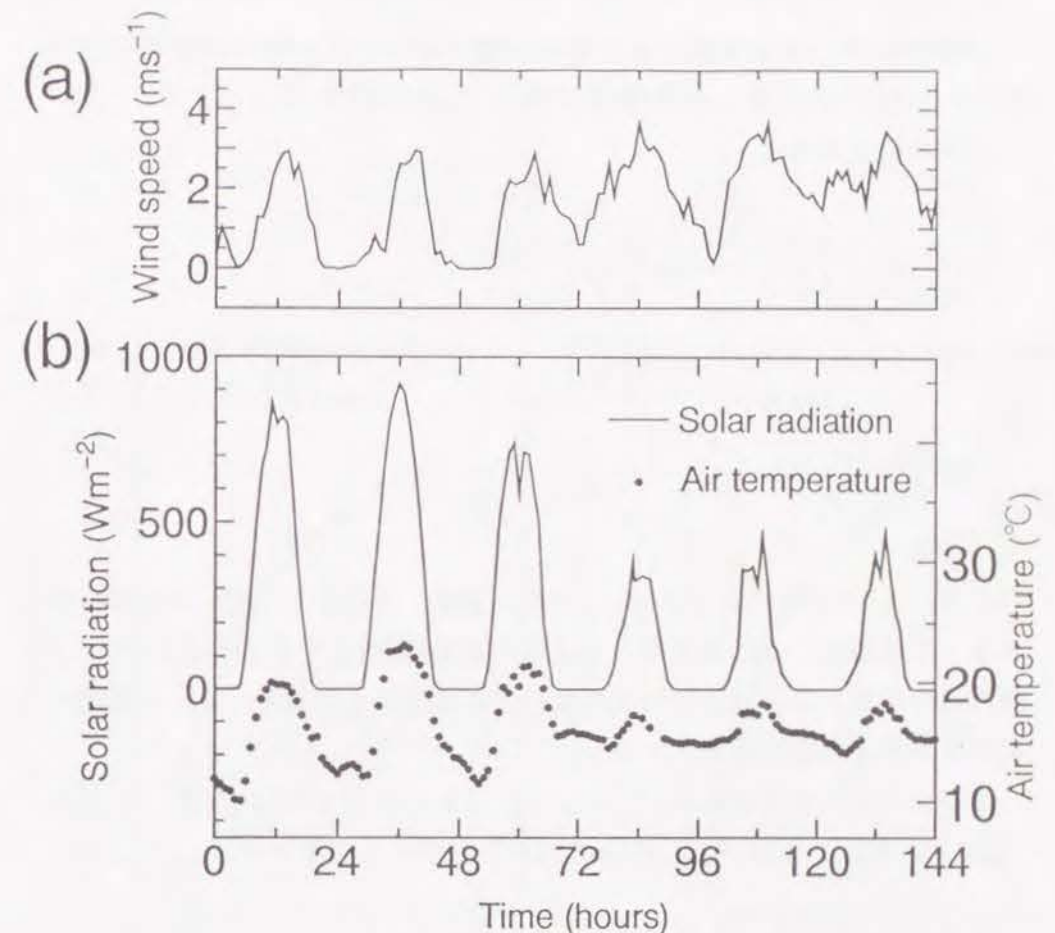


Fig. 5-1 (a)風速と、(b)全天日射量、気温の経時変化
(1993年8月3日 0:00 ~ 8日 24:00)

Temporal changes in (a)wind speed, and (b)solar radiation and air temperature

(0000 hours, August 3 to 2400 hours, August 8, 1993)

5.3 数値解析

5.3.1 基礎方程式

土壌中の熱・水分同時移動を表す基礎方程式には、第4章と同じく、Milly (1982) の提案した次の(5-1)式、(5-5)式を用いた。

水分移動方程式は、

$$\begin{aligned} & \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right]_{\tau} + \frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \bigg|_{\tau} \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ & + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \right]_{\psi} + \frac{n - \theta}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_{\psi} \frac{\partial T}{\partial t} \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left[(K + D_{\psi v}) \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{Tv} \frac{\partial T}{\partial z} + K \right] \end{aligned} \quad (5-1)$$

ここに、 ρ_l は液状水密度、 ρ_v は水蒸気密度、 ψ は圧力水頭、 θ は体積含水率、 T は地温、 n は間隙率、 z は鉛直座標(上向きを正とする)、 K は不飽和透水係数、 $D_{\psi v}$ は圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数、 D_{Tv} は地温勾配による水蒸気拡散係数である。

2つの水蒸気拡散係数 $D_{\psi v}$ 、 D_{Tv} は、それぞれ以下の(5-2)式、(5-3)式(Milly, 1984)で表され、Figs. 5-2, 5-3 にそれらを示す。

$$D_{\psi v} = \frac{D_{atm}}{\rho_l} \tau (n - \theta) \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \bigg|_{\tau} \quad (5-2)$$

$$D_{Tv} = \frac{D_{atm}}{\rho_l} f \xi \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_{\psi} \quad (5-3)$$

ただし、 $f = n$, $\theta \leq \theta_k$

$$= n - \theta + \frac{n - \theta}{n - \theta_k} \theta , \quad \theta_k < \theta \quad (5-4)$$

ここに、 D_{atm} は大気中の水蒸気分子拡散係数、 τ はト-トシエ因子 (< 1) である。 θ_k は、不飽和透水係数が圧力水頭勾配による水蒸気拡散係数よりも小さくなるときの境界値である (Milly, 1984; 1994) ことから、Fig. 5-2 より、ここでは0.1とした。また、補正係数 ξ は気相中の平均温度勾配と土壌全体の温度勾配の比を表し ((4-24)式)、ここでは1として計算した。なお、 ξ を1とした理由については後に考察する。

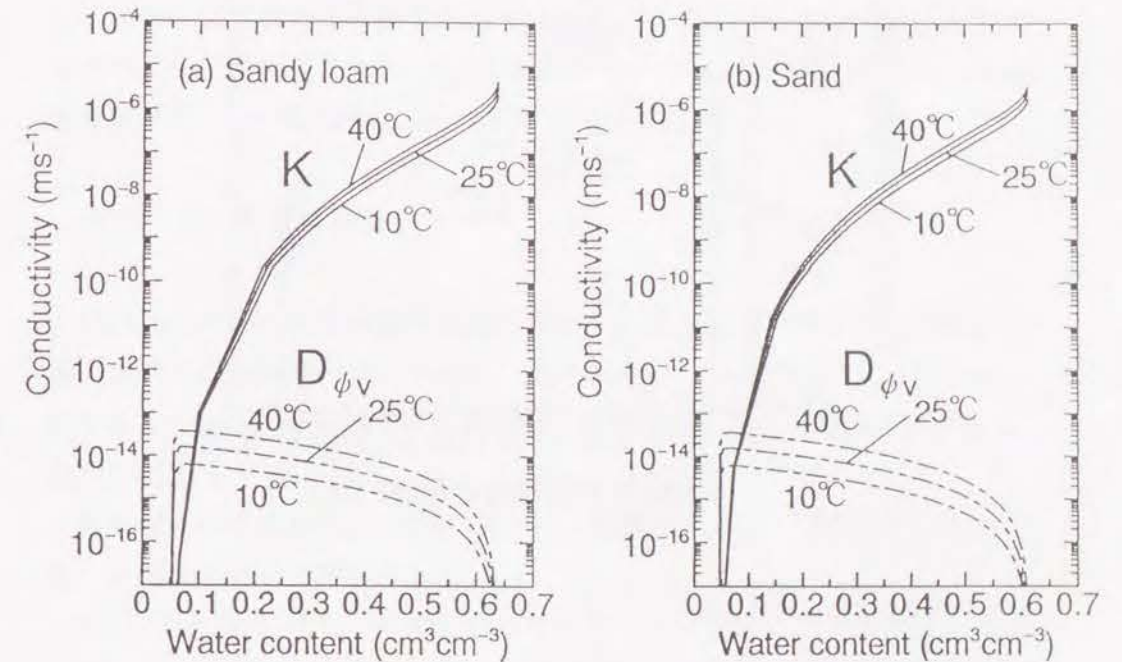


Fig. 5-2 不飽和透水係数 (K) と水蒸気拡散係数 ($D_{\psi v}$) の水分量と温度に関する関係 ((a)砂壤土, (b)砂土)

Unsaturated hydraulic conductivity K and the isothermal vapor diffusivity $D_{\psi v}$ as functions of water content and temperature ((a)sandy loam and (b)sand)

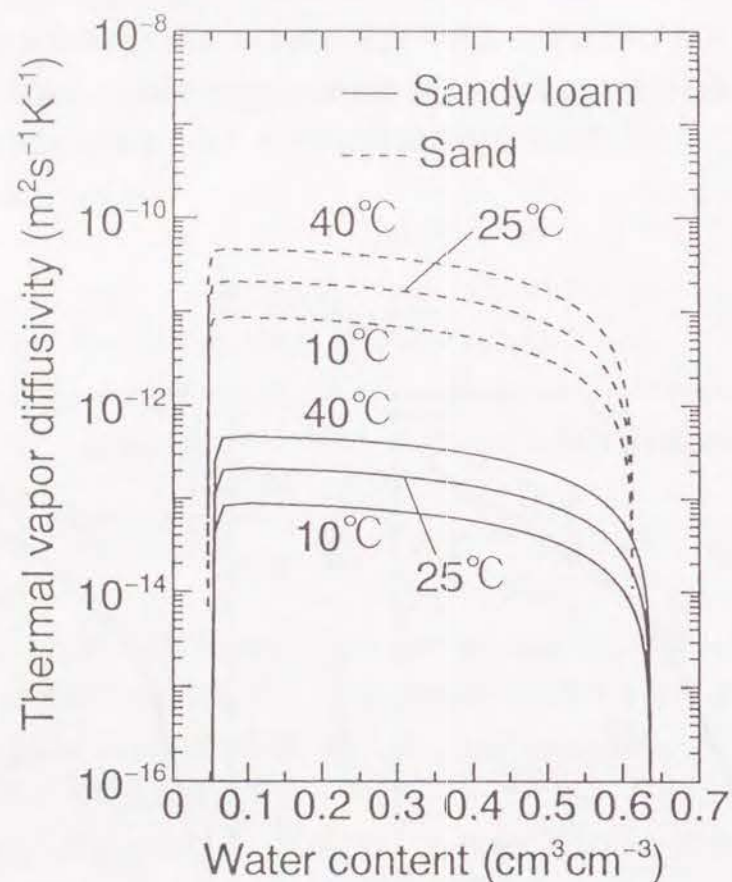


Fig. 5.3 水蒸気拡散係数 (D_{TV}) の水分量と温度に関する関係
Thermal vapor diffusion coefficient D_{TV} as function of
water content and temperature for two soils

熱移動方程式は,

$$\left[C + H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right]_{\psi} + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial T} \bigg|_{\psi} + \left[H_1 \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \right]_{T} + H_2 \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \bigg|_{T} \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left[(\lambda + \rho_l L D_{TV}) \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_l L D_{ev} \frac{\partial \psi}{\partial z} - c_l (T - T_0) q_v \right] \quad (5-5)$$

ただし, $H_1 = [L_0 + c_v (T - T_0)](n - \theta) \quad (5-6)$

$H_2 = (c_l \rho_l - c_v \rho_v)(T - T_0) - \rho_v L_0 \quad (5-7)$

ここに, C は土壌の体積熱容量, t は時間, λ は土壌の熱伝導率, L は蒸発潜熱, c_l は液状水の比熱, q_v は水分フラックス, T_0 は基準温度, L_0 は基準温度 T_0 での蒸発潜熱, c_v は水蒸気の定圧比熱である。

5.3.2 数値解析法

(5-1)式と(5-5)式を数値的に解くために有限要素法を用いた。有限要素法の定式化にはGalerkin法を用い, 最終的に得られる(5-1)式と(5-5)式に関する2つのマトリックス方程式, (4-12)式と(4-13)式を逐次解法(赤井, 1987)によって解いた。

解析領域は地表面から深さ100.0cm(要素数69)とし, 要素長さは変化の激しい地表面付近で細かくした。

(5-1)式と(5-5)式は, 不飽和透水係数や水分特性曲線が圧力水頭と温度の値によって変化するため非線形問題となる。そこで, 第4章と同様に, Picard法(赤井, 1987)により, 各時間ステップ毎に全節点における T と ψ が前もって設定された誤差範囲内に収束するまで繰り返し計算を行った。

5.3.3 初期条件と境界条件

初期条件の地温と圧力水頭プロファイルは, 観測開始時(1993年8月3日

午前0時)の実測値を線形補間した(Fig.5-4)。

上端と下端の境界条件は、Dirichlet型条件として以下のように対処した。

すなわち、上端の地温は熱電対で測定した実測値を与えた。一方、上端の圧力水頭は、日中の地表面付近での土壌乾燥のため、テンシオメータによる実測値を得ることができなかった。そこで、深さ5cm以深の実測値と計算値の差ができるだけ小さくなるように、深さ5cmと10cmの実測値から外挿して求めた地表面圧力水頭を修正して求めた。

こうして求めた上端境界条件を Fig.5-5 に示す。なお、圧力水頭は後で示す(5-8)式の関係を用いて体積含水率に変換してある。結果的に、ここで与えた圧力水頭から求めた体積含水率(推定値)とコルクボーラで採土した深さ0~1cmの体積含水率(実測値)はよく一致しており、ここで用いた圧力水頭の推定値は妥当であったと言える。

下端(深さ100cm)では、地温は深さ79.0cmと深さ99.0cmの実測値を線形外挿して与え、圧力水頭は深さ100cmでの実測値を与えた。

5.3.4 土壌パラメータの定式化

(1) 土壌水分特性

土壌水分特性曲線と不飽和透水係数の関数型には、次のvan Genuchtenの式(1980)を用いた。

$$S_e \equiv \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \{1 + |\alpha \psi|^n\}^{-m} \quad (5-8)$$

$$K(S_e) = K_s \sqrt{S_e} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (5-9)$$

$$\text{ただし, } m = 1 - 1/n \quad (5-10)$$

ここに、 S_e は土壌の有効飽和度、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 K_s は飽和透水係数、 α 、 n は土壌に固有のパラメータである。 α 、 n は、実測された土壌水分特性曲線に合うように、Powellの共役勾配法に

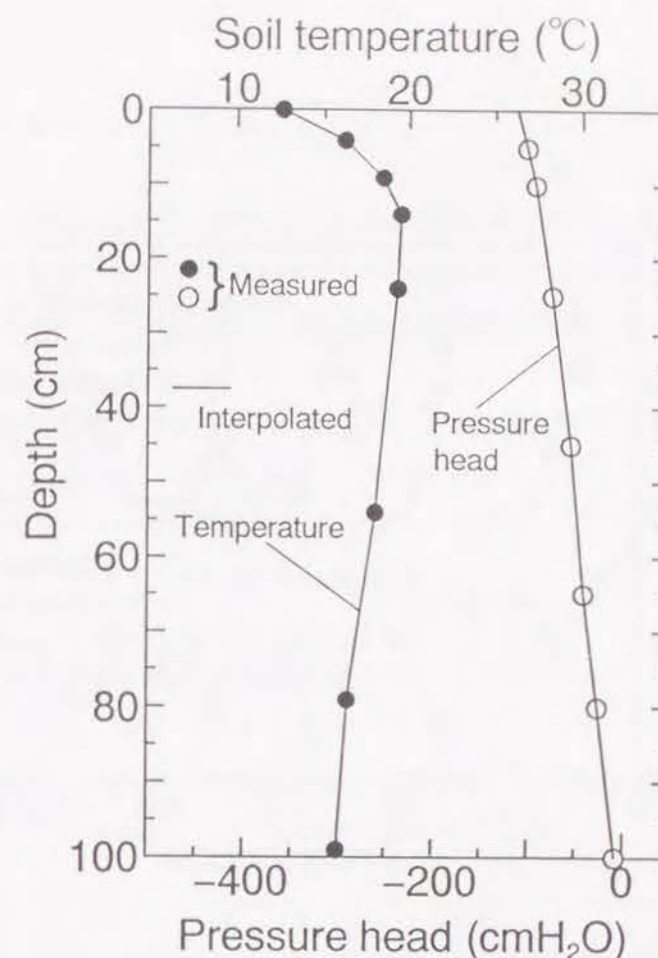


Fig.5-4 地温と圧力水頭の初期プロファイル(8月3日 0:00)
Initial profiles in soil temperature and pressure head
at 0000 hours, August 3

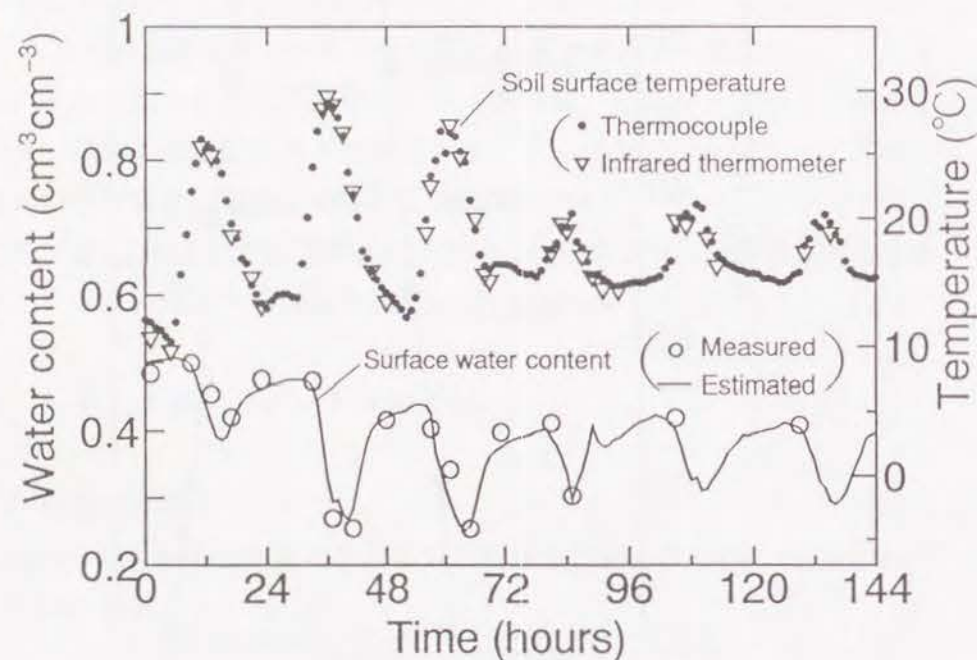


Fig. 5-5 地表面の体積含水率と温度の経時変化
Temporal changes in surface water content and soil surface temperature

よって同定した。 θ_r は、Bresler (1978) の定義にもとづいて実測した。得られたパラメータを Table 5-3 に示す。

圧力水頭の温度依存性を考慮して、Milly (1984) が用いた以下の式を採用した。

$$\psi_0 = \psi_T \exp[-C_\psi(T - T_0)] \quad (5-11)$$

ここに、 ψ_0 は基準温度 T_0 での圧力水頭、 ψ_T は温度 T での圧力水頭、 C_ψ は圧力水頭の温度係数 ($-6.8 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$) である。Table 5-3 に示したパラメータおよび(5-11)式より、土壌水分特性曲線は温度によって Fig. 5-6 のように変化する。

また、不飽和透水係数の温度依存性は、水の粘性係数 μ の温度効果によるものとし、(5-9)式に $\mu(T_0)/\mu(T)$ を乗じて求めた。この結果、不飽和透水係数は Fig. 5-2 に示す曲線となる。

Table 5-3 土壌水分特性曲線 (van Genuchten式) の最適パラメータ

The fitted parameters of van Genuchten's equation for soil water retention curves of soils

	θ_s	θ_r	α	n
Sandy loam	0.636	0.052	0.010	1.52
Sand	0.613	0.046	0.019	1.58

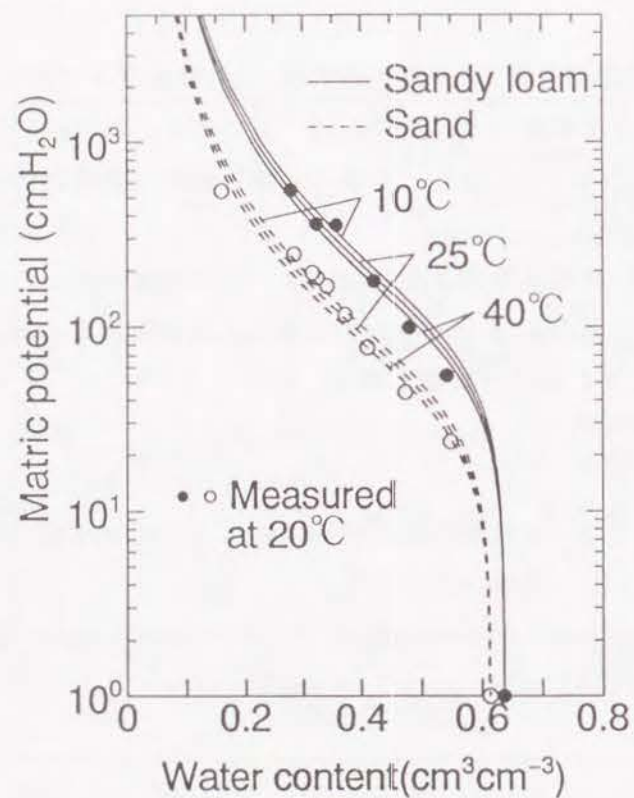


Fig. 5-6 土壤水分特性曲線とその温度依存性

Soil water retention curves under 10, 25, and 40°C

(2) 土壤熱特性

供試土壤の熱伝導率 λ と体積含水率 θ の関係は、双子型プローブ法 (Kasubuchi, 1977) によって実測し、得られた値を次のMcInnesの式で近似した。

$$\lambda = A + B\theta - (A - D) \exp[-(C\theta)^E] \quad (5-12)$$

ここに、 A 、 B 、 C 、 D 、 E はパラメータであり、Powellの共役勾配法によって同定した。各土壤のパラメータを Table 5-4 に示す。

土壤の体積熱容量は次式を用いて求めた (Hillel, 1980)。

$$C = c_s \rho_s (1 - n) + c_l \rho_l \theta + c_g \rho_g (n - \theta) \quad (5-13)$$

ここに、 ρ_s は土粒子の密度、 c_s は土粒子の比熱である。

Table 5-4 体積含水率と熱伝導率の関係 (McInnes式) の最適パラメータ

The fitted parameters of McInnes' equation for thermal conductivities of soils as a function of volumetric water content

	A	B	C	D	E
Sandy loam	0.361	0.481	5.20	0.099	1.57
Sand	0.522	0.530	1.43	0.095	0.737

5. 4 計算値と実測値の比較

計算値と実測値の推定誤差は、次式で示される標準偏差 σ_e を用いて求めた(森, 1994)。

$$\sigma_e = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (Y_i - \hat{Y}_i)^2} \quad (5-14)$$

ここで、 N はデータ数、 Y_i は実測値、 \hat{Y}_i は計算値である。

5. 4. 1 地温変化

日変化の著しかった地表面付近の深さ4cmから14cmまでの地温の経時変化を Fig. 5-7 に示す。

観測開始後72時間までは地温変化は激しく、日較差も大きくなっているが、72時間経過後は曇りで日射量不足のため地温変化は小さく、日較差も小さくなっている。

実測値と計算値は、深さ14cmに若干のズレが見られるものの、いずれの深さにおいても計算値は実測値の傾向をよく再現しており、その σ_e は0.4~0.5℃であった。また、ここに示さなかった他の深さの場合についても計算値は実測値の傾向をよく再現し、その σ_e は0.5~0.6℃であった。

5. 4. 2 圧力水頭変化

深さ5cmから65cmまでの圧力水頭の経時変化を Fig. 5-8 に示す。深さ5cmと10cmの圧力水頭は、日中に減少し、夜間に上昇するという地温変化とは逆の日変化を示した。これは、温度による圧力水頭への影響に加えて、日中は地表面からの土壌水分蒸発に伴い圧力水頭が減少し、夜間は地温降下による土壌水分の凝縮(野村ほか, 1979)によって圧力水頭が上昇するためである。

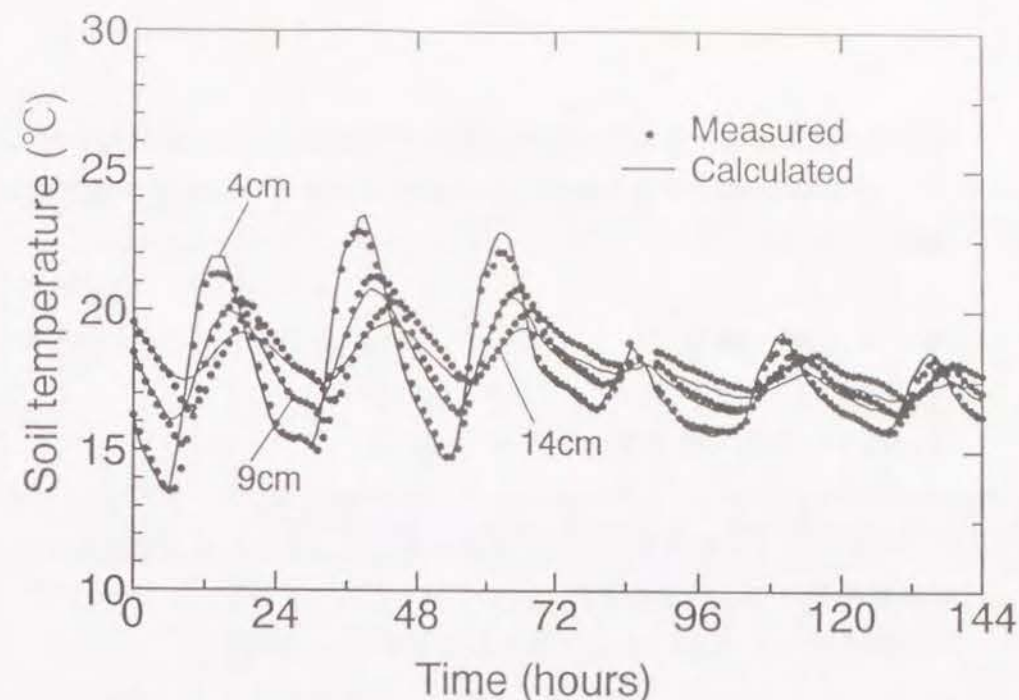


Fig. 5-7 地温の経時変化(深さ4, 9, 14cm, 1993年8月3日~8日)

Temporal changes in soil temperatures at 4, 9, 14cm in depth

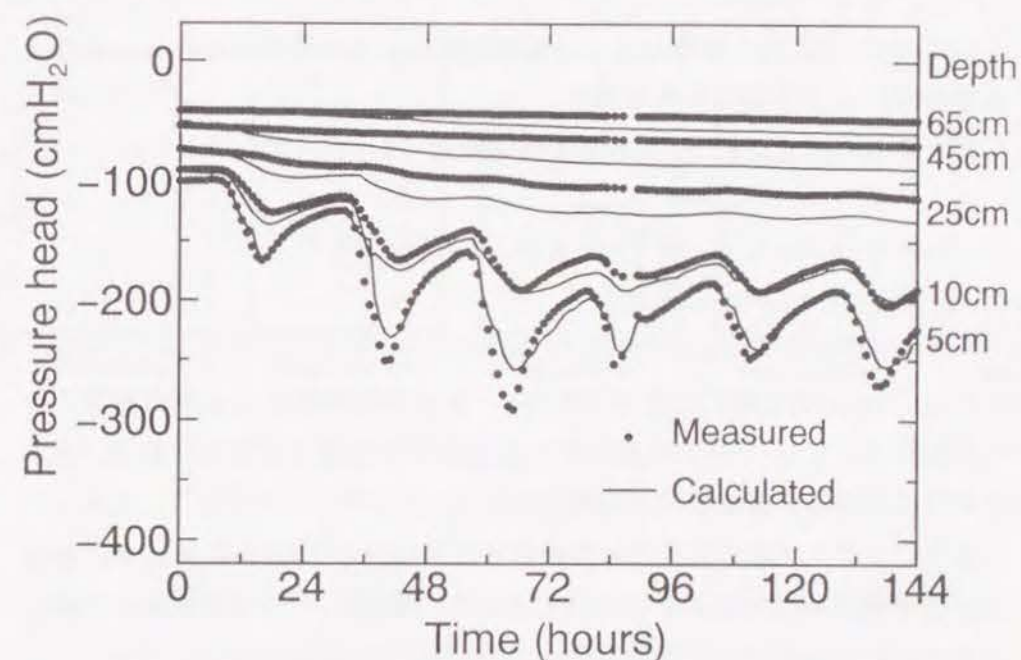


Fig. 5-8 圧力水頭の経時変化(深さ5~65cm, 1993年8月3日~8日)

Temporal changes in pressure heads at 5~65cm in depth

実測値と計算値は、深さ25cm以深で約24時間経過後より一定の差が生じ、その σ_e が17cmH₂O程度となったが、全体的には計算値は実測値の傾向をよく再現している。

5.5 考察

5.5.1 水分・熱フラックス

シミュレーション結果を用いて、水分・熱フラックスの成分分離を行い、その移動特性について考察する。

水分フラックス q_v は、次式で表される(Milly, 1982)。

$$\begin{aligned} q_v &= -(\rho_l K \nabla \psi + \rho_l K \nabla z) - \rho_l D_{Tv} \nabla T - \rho_l D_{\psi v} \nabla \psi \\ &= q_l + q_{vT} + q_{v\psi} \end{aligned} \quad (5-15)$$

ここに、 q_l は液状水移動、 q_{vT} は地温勾配による水蒸気移動、 $q_{v\psi}$ は圧力水頭勾配による水蒸気移動である。

熱フラックス q_h は、以下の式で表される(Milly, 1982)。

$$\begin{aligned} q_h &= -(\lambda + \rho_l L D_{Tv}) \nabla T - \rho_l L D_{\psi v} \nabla \psi + c_l (T - T_0) q_v \\ &= q_{hc} + q_{hTv} + q_{h\psi v} + q_{hsl} \end{aligned} \quad (5-16)$$

ここに、 q_{hc} は熱伝導によるもの、 q_{hTv} は地温勾配による水蒸気輸送に伴う潜熱輸送、 $q_{h\psi v}$ は圧力水頭勾配による水蒸気輸送に伴う潜熱輸送、 q_{hsl} は水分移動に伴う顕熱輸送である。

各フラックスプロファイルの特徴的な日変化例を Fig. 5-9 に示す。地温・圧力水頭プロファイルもあわせて示した。また、グラフは日変化の著しい深さ0.5 cmから50cmまでを表示した。

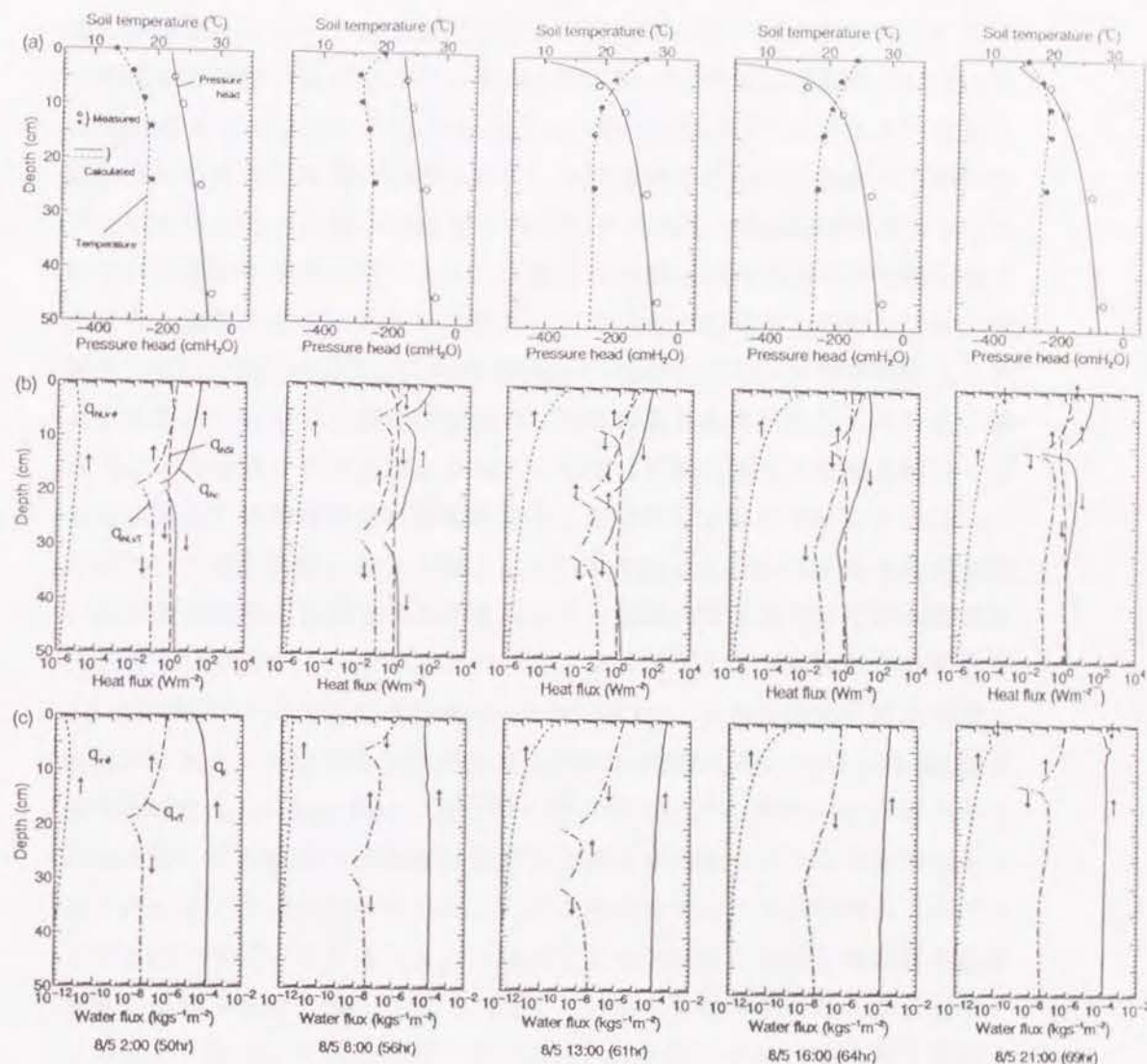


Fig. 5-9 プロファイルの日変化 (1993年8月5日: 2:00, 8:00, 13:00, 16:00, 21:00)

(a) 地温と圧力水頭, (b) 熱フラックス, (c) 水分フラックス
Daily variations in (a) soil temperatures and pressure heads, (b) heat fluxes, and (c) water fluxes
(0200, 0800, 1300, 1600, 2100 hours, August 5, 1993)

地温勾配によるフラックス成分 q_{hc} , q_{hvt} , q_{vt} の移動方向は、地温プロファイルの変化にともない時刻・位置によって異なってくる。夜間(2:00)では、深さ20cmより浅い層では上向き、それより深い層では下向きのフラックスとなっているが、朝方(8:00)になると、地表面から深さ7cmにかけて下向きのフラックス層ができ、先ほどの上向きのフラックス層は深さ7cm~27cm付近の層に移動する。日中(13:00)には、この上向きのフラックス層は深さ20cm~30cm層へと移動し、その上に下向きのフラックス層がさらに広がる。夕方(16:00)には、全層ですべて下向きのフラックスとなる。再び夜間(21:00)になると、地表面から深さ10cm付近にかけて上向きのフラックス層ができる。この層は、2:00のプロファイルから推察すると、時間の経過とともに深部に広がっていくものと考えられる。

このような地温勾配によるフラックス成分の移動方向の日変化は、第4章の結果からもわかるように一定の温度勾配下で行う室内実験などではみられない現象であり、野外における自然気象条件下での土壤中の熱・水分移動機構の複雑さを示すものである。

圧力水頭勾配による q_f , q_{vf} , q_{hvf} の移動方向は、21:00の深さ0.5~1.0cm層を除いて、常に上向きとなり、地温勾配によるフラックスほど複雑な変化はみられなかった。21:00の深さ0.5~1.0cm層では、圧力水頭プロファイルが示すように、それまで負だった圧力水頭勾配がその層で正に転じたため、下向きのフラックスが生じた。この圧力水頭勾配の(正への)逆転は、地温降下による凝縮によって生じたものである。

水分移動に伴う顕熱輸送 q_{hsf} は、夜間(2:00)と朝(8:00)では全層で下向きであるが、日中(13:00, 16:00)は、深さ10cmより上層では上向きの流れ、それより下層では下向きの流れにそれぞれなっている。これは、この時刻での水分フラックスの移動方向が常に上向きであることを考えると、その層での地温が基準温度より高い場合は上向きの流れとなり、低い場合は下向きの流れになるためである。このことは、Fig. 5-9(a)に示した地温プロファイルからも明らかである。また、21:00では全層で地温は基準温度より低くなっているが、深さ0.5~1.0cm層での下向きの水分フラックスにより、 q_{hsf} は上向きの流れとなる。

次に、地表面付近(深さ0.5cm~5.0cm付近)における各水分フラックス成分の大きさについて検討する。

液状水移動による q_l は、 q_{vt} に比べて2~3オーダー、 q_{ve} に比べて5~8オーダー大きく、水分フラックスの主要成分となっている。 q_l は、先ほども述べたように、21:00の深さ0.5~1.0cm層を除いて常に上向きのフラックスとなっているが、日中は土壤中の液状水の気化が地表面で最も大きく生じる(中野ほか, 1988)ことから、その大きさは地表面直下で急激に小さくなり、逆に q_{ve} がこれを補うようにして大きくなる(Hanks et al, 1967)。このような q_{ve} が支配的になる層は一般に乾燥層(中野, 1991)と呼ばれている。本研究の場合、土壌がかなり湿潤状態であったことから、乾燥層は非常に薄かったと考えられる。しかし、地表面での乾燥がさらに進んだ場合は、乾燥層は厚さを増し、より顕著になってくる。

q_{ve} は、 q_{vt} と比べても2~6オーダー程度小さくなっているが、地表面での圧力水頭の急激な低下にともない、日変動幅は4オーダー程度となり、他の2つの水分フラックス成分に比べると非常に大きくなっている。

一方、熱伝導による q_{hc} は、 q_{hvt} や q_{hsf} に比べて1~2オーダー、 q_{hvf} に比べて4~8オーダー大きく、熱フラックスの支配的成分となっている。日変動幅は、 q_{hc} , q_{hvt} , q_{hsf} は1~2オーダー程度であるが、 q_{hvf} は q_{ve} と同様4オーダー程度あり、他の3つの熱フラックス成分に比べると大きくなっている。

深さ50cm付近では、各フラックスともその大きさ、移動方向に日変化はほとんどみられなかった。

5.5.2 補正係数に関する検討

局所的な温度勾配に関する補正係数 α に関する最近の報告として、中村ら(1996)は、成層土壌中の熱・水分移動実験の解析結果より粗砂の補正係数 α が体積含水率約20%で最小となり、約4%で最大値(約40)をとることを示した。また、諸泉ら(1996)は、細砂において、体積含水率の減少に応じて α を減少させれば実験結果をうまく再現できることを報告している。

このように ξ は一般に、体積含水率によって変化し、ある低水分領域で最大値をとり、絶乾と飽和側で小さい値を取る。

しかし、補正係数 ξ を物理的に表現する推定式は現在までのところ現れておらず(中村ほか, 1996; 小林, 1995)、また、その測定方法も確立されていない(宮崎, 1976)。そこで、ここでは補正係数 ξ が土壌中の温度と圧力水頭に与える影響を検討するために、 ξ による感度解析を行った。用いた補正係数 ξ の値は、1から10までの10通りの値である。各 ξ に対して得られた地温と圧力水頭、それぞれの σ_e の中から最大値と最小値を示したものが Table 5-5 である。補正係数 ξ による差は、最も大きい場合でも、圧力水頭で2.6cm程度、地温で0.4℃程度となり、 ξ の違いによる計算値の差は非常に小さいことがわかる。したがって、ここでは、体積含水率の変化に応じて ξ を変化させる補正は必要ないと考え、 ξ を1として数値解析を行った。

Table 5-5 各 ξ (=1~10)を用いて計算した時の σ_e の最大値($\sigma_{e\max}$)と最小値($\sigma_{e\min}$)

The maximum and minimum of σ_e calculated for each ξ (=1~10)

(a) Pressure head						
Depth (cm)	5	10	25	45	65	80
$\sigma_{e\max}$ (cmH ₂ O)	13.8	8.8	17.6	16.6	8.3	6.0
$\sigma_{e\min}$ (cmH ₂ O)	11.2	8.1	17.1	16.3	8.1	5.9

(b) Soil temperature							
Depth (cm)	4	9	14	24	54	79	99
$\sigma_{e\max}$ (℃)	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.4	0.6
$\sigma_{e\min}$ (℃)	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	0.4	0.6

補正係数 ξ に対する感度が鈍かった理由として、ここで用いた土壌は、対象とした水分領域が比較的高水分側であったこと、中村ら(1996)や諸泉ら(1996)が実験で用いた粗砂や細砂などに比べると粒径が細かったことなどがその理由である。

しかし、地表面に近づくほど σ_e の差は大きくなり、圧力水頭の場合は深さ5cm、地温の場合は深さ4cmでそれぞれ最大となることから、この位置での体積含水率が他の深さより低いことを考えると、さらに乾燥が進んだ場合は、本研究の場合も体積含水率による ξ の補正が必要になってくる。

5.5.3 地表面境界条件に関する検討

一般に、地表面での温度や水分量を精度よく測定することは難しく、本研究の場合、地表面温度は熱電対で測定した値を、圧力水頭は深さ5cmと10cmの実測値から外挿して推定した値をそれぞれ用いたが、これらの境界値にはある程度の誤差が含まれている可能性がある。こうした地表面境界条件のもつ誤差が土壌中の熱・水分移動に与える影響を検討しておくことは、5.1でも述べたように、今後リモートセンシングなどで求めた地表面温度や水分量などの利用を考える上でも、非常に重要である。

さらに、本研究の場合、深さ25cm以深での圧力水頭の計算値と実測値の差が、地表面境界条件の不正確さによるものなのかどうか検討しておく必要もある。

以上のような理由から、地表面境界条件による感度解析を行った。

境界条件に与えた誤差幅は次のようにした。

- ① 地表面温度に関しては、熱電対温度計の値(T_{surf})を真の値と仮定し、この T_{surf} と赤外放射温度計の σ_e である0.6℃を誤差幅として与えた。これは、相対誤差で2~6%程度に相当する。
- ② 地表面圧力水頭に関しては、計算に用いた体積含水率(θ_{surf})を真の値と仮定し、この θ_{surf} と実測体積含水率の σ_e である0.022を誤差幅として、圧力水頭に変換して与えた。これは、相対誤差で4~8%程度に相当する。

この結果を Table 5-6 に示す。結果は、誤差幅を与えて計算した場合の

σ_e の最大値と元の境界条件から計算した場合の σ_e をそれぞれ示した。これより、地温・圧力水頭とも、地表面に近い深さでの差が最も大きく、圧力水頭で12.7cm、地温で0.3℃となった。他の点では、深くなるにつれて σ_e の差は小さくなっており、地表面境界条件の誤差による影響はほとんどないと考えてよい。

また、以上のように、地表面境界条件に対する感度が深くなるにつれて鈍いことから、深さ25cm以深における圧力水頭の計算値と実測値の差は、地表面境界条件の誤差による影響ではなく、他の要因によるものと推察される。

Table 5-6 地表面境界条件を誤差幅だけ変化($\theta_{surf} \pm 0.022$, $T_{surf} \pm 0.6$)させて計算した場合の σ_e の最大値($\sigma_{e,max}$)と元の境界条件(θ_{surf} , T_{surf})から計算した場合の σ_e

The maximum of σ_e calculated with changing surface boundary conditions by the margin of error, and the σ_e calculated by the original surface boundary condition

(a) Pressure head							
Depth (cm)	5	10	25	45	65	80	
σ_{max} (cmH ₂ O)	23.8	19.5	21.6	18.0	8.9	6.3	
σ_e (cmH ₂ O)	11.2	8.1	17.1	16.3	8.1	5.9	
(b) Soil temperature							
Depth (cm)	4	9	14	24	54	79	99
σ_{max} (°C)	0.7	0.7	0.8	0.8	0.7	0.4	0.6
σ_e (°C)	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	0.4	0.6

5.5.4 蒸発量

土壌カラムに以下の水収支式を適用して、観測期間中(6日間合計)のカラムからの蒸発量を算定した。

$$E = \Delta M - D \quad (5-17)$$

ここに、Eはカラムからの蒸発量、 ΔM は土壌水分減少量、Dはカラムからの排水量である。 ΔM は土壌水分減少法によって求めた。結果を Table 5-7 に示す。 E_{meas} は圧力水頭の実測値を用いて算定した蒸発量を、 E_{calc} は圧力水頭の計算値を用いて算定した蒸発量をそれぞれ表す。また、表には、小型土壌ポットからの蒸発量(E_{pot})とPenman式によって求めた蒸発位(E_{pen})も示した。

E_{calc} 、 E_{meas} 、 E_{pot} はそれぞれ E_{pen} の87%、68%、42%となった。

Table 5-7 土壌カラムからの蒸発量(E_{meas} , E_{calc})、小型土壌ポットからの蒸発量(E_{pot})、および Penman式による蒸発位(E_{pen})

Evaporations of soil column(E_{meas} , E_{calc}) and small soil pot(E_{pot}), and potential evaporation of Penman equation(E_{pen})

Period (8/3 0:00~ 8/8 24:00)	Soil column		E_{pot}	E_{pen}
	$E_{meas}^{*)}$	$E_{calc}^{**})$		
Evaporation (mm)	21.8 ^{***)}	24.2 ^{***)}	20.8 (0~20cm)	—
	33.9 ^{****)}	43.2 ^{****)}	—	49.8

*) E_{meas} : estimated by measured data

**) E_{calc} : estimated by calculated data

***)) Values in 0~25cm layers in depth

****)) Values in 0~100cm layers in depth

E_{net} は、カラム全体では33.9mmとなり E_{pot} よりも13mm程度大きい、深さ0~25cm層で水収支をとった場合、その層での E_{net} が21.8mmと E_{pot} とほぼ同じであること、小型土壌ポットの場合下層からの毛管補給がないことなどを考慮すると、ほぼ妥当な値であったと言える。

E_{cal} は、カラム全体では43.2mmとなり、 E_{net} よりも9mm程度大きくなった。これは、深さ0~25cm層での E_{cal} が24.2mmと、 E_{net} の21.8mmとほぼ同程度の値であったにもかかわらず、深さ25cm以深でみられた圧力水頭の計算値と実測値の差の影響でそれより下層の土壌水分減少量が6.9mmほど多かったためである。

5. 6 結 語

本章では、野外において不飽和土壌帯中の温度と圧力水頭を実測し、その実測結果に熱・水同時移動モデルを適用することにより自然の気象条件下での熱・水分移動特性について考察した。また、補正係数と地表面境界条件が土壌中の温度・水分変化に与える影響、および水収支法による蒸発量の算定について検討した。

以上の結果をまとめると、以下ようになる。

①実測値と計算値を比較した結果、本章で使用したモデルを用いれば野外における不飽和土壌帯中の温度・水分変化を十分に再現できることが確かめられた。また、このことから、解析に使用した土壌パラメータおよび境界条件がほぼ適切であることが示された。

②地温勾配によるフラックス成分 q_{hc} 、 q_{hvt} 、 q_{vt} の移動方向は、地温プロファイルの変化にともない時刻・位置によって複雑に日変化することが示された。これに対して、圧力水頭勾配による q_l 、 q_{ve} 、 q_{hve} の移動方向は21:00の0.5~1.0cm層を除いて常に上向きとなり、地温勾配によるフラックス成分ほど複雑な変化は見られなかった。

③水分移動に伴う顕熱フラックス q_{hsf} は、夜間(2:00)と朝方(8:00)では下向きであるが、日中(13:00, 16:00)は深さ10cmより上層では上向きの流れとなった。これは、この時刻での水分フラックスの移動方向が常に

上向きであることを考えると、その層での地温が基準温度より高い場合は上向きの流れ、低い場合は下向きの流れとなるためである。

④水分フラックスの主要成分は液状水移動による q_l であった。

⑤熱フラックスの主要成分は熱伝導による q_{hc} であった。

⑥補正係数による感度解析の結果、どの違いによる計算値の差はほとんどないことがわかった。この理由として、本章で用いた土壌は、その水分領域が比較的高水分側であったこと、粒径が細かったことなどが考えられた。

⑦地表面境界条件による感度解析の結果、地温・圧力水頭とも地表面に近いほど感度は鋭敏であり、深くなるにつれて鈍いことが示された。また、この結果より、深さ25cm以深における圧力水頭の実測値と計算値の差が、地表面境界条件に起因するものではないことが推察された。

⑧水収支法による蒸発量は、圧力水頭の実測値を用いて算定した E_{net} はほぼ妥当な値となったが、計算値による E_{cal} は E_{net} よりも6日間合計で9mm程度大きくなった。

引用文献

- 赤井浩一(監訳)(1987):地下水解析の基礎と応用,現代工学社,東京, pp. 157-159; pp. 275-276.
- 小林哲夫(1995):温度勾配による土壌中の水蒸気移動の運動論的機構について,水文・水資源学会誌, 8, pp. 79-83.
- 三枝信子・山崎 剛・加藤内蔵進(1993):棒状温度計による地表面温度観測の誤差,水文・水資源学会誌, 6(2), pp. 12-16.
- 中野政詩・宮崎 毅・前田志伸(1988):蒸発に伴う土壌の水分,塩分,熱の移動,土壌の物理性, 58, pp. 30-39.
- 中野政詩(1991):土の物質移動学,東京大学出版会,東京, pp. 113.
- 中村公人・堀野治彦・諸泉利嗣・丸山利輔(1996):地下水位一定型成層土壌中の準定常熱・水分移動特性,農業土木学会論文集, 181, pp. 39-48.

野村安治・井上光弘 (1979): 散水後の乾砂層の発達とその特性, 鳥取大砂丘研報, 18, pp. 27-33.

前田 隆・相馬剋之・池端克則 (1983): 主として保水性よりみたクロボク土 (有機質火山灰土) の熱的性質, 農業土木学会論文集, 103, pp. 13-20.

宮崎 毅 (1976): 温度コウ配下の砂における水蒸気の凝縮と移動, 農業土木学会論文集, 81, pp. 1-8.

森 保文 (1994): モデルの精度記述法の比較, 農業土木学会論文集, 170, pp. 133-134.

諸泉利嗣・堀野治彦・中村公人・丸山利輔 (1996): 不飽和土壌層内における熱・水分移動特性に関する理論的考察, 農業土木学会論文集, 184掲載予定

Bresler, E., D. Russo, and R. D. Miller (1978): Rapid estimate of unsaturated hydraulic conductivity function, Soil Sci. Soc. Am. J., 42, pp. 170-172.

Hanks, R. J., H. R. Gardner, and M. L. Fairbourn (1967): Evaporation of water from soils as influenced by drying with wind or radiation, Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 31, pp. 593-598.

Hillel, D. (1980): Fundamentals of Soil Physics, Academic Press, London, pp. 293-295.

Kasubuchi, T. (1977): Twin transient-state cylindrical-probe method for determination of the thermal conductivity of soil, Soil Sci., 124, pp. 225-258.

Milly, P. C. D. (1982): Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and a numerical model, Water Resour. Res., 18, pp. 489-498.

Milly, P. C. D. (1984): A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil, Water Resour. Res., 20, pp. 1087-1098.

Nassar, I. N., A. M. Globus, and R. Horton (1992): Simultaneous soil heat and water transfer, Soil Sci., 154, pp. 465-472.

van Genuchten, M. Th. (1980): A closed-form equation for predicting

the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Soc. Am. J., 44, pp. 892-898.

Witono, H., and L. Bruckler (1989): Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling 1. Field validation of a water flow model, Water Resour. Res., 25, pp. 2423-2435.

第6章 結 論

本研究は、実際の圃場における土壌中の熱・水分移動を解明するために、まず飽和土壌層および地下水面をもつ不飽和土壌層に対する室内実験を行い、次に不飽和土壌帯における野外観測を行うことによって実測値を得るとともに、得られた実測値を理論による数値解析結果と比較・検討することによって、土壌中の熱・水分移動特性を考究したものである。本研究で得られた成果を要約すると以下のようなものである。

第1章では、土壌中の熱・水分移動現象が、単なる土壌物理学的な基礎的現象としてだけでなく、農業土木学や水文学分野の様々な現実的問題に関連し、特に水文サイクルの一部として基礎的かつ非常に重要な現象であることを述べた。

第2章では、飽和土壌中の熱移動および不飽和土壌中の熱・水分同時移動に関する従来研究成果を、飽和土壌中の熱移動と不飽和土壌中の熱・水分同時移動の2つの場合に分けて整理し、その流れを概観した。そして、その整理結果をもとに本研究の課題の設定を行った。

第3章では、不飽和土壌層内での熱・水分移動特性の検討に先立ち、まず豊浦標準砂を試料とした飽和土壌層内の熱移動カラム実験を行い、その結果を熱伝導、熱損失項からなるモデルによってシミュレーションし、熱移動機構についての基礎的な検討を行った。この際、熱移動の基礎方程式は、野外での適用を考慮して、一般に示されているモデルを簡略化して用い、実験条件に対応するように修正した。その結果、断熱された装置でも数十時間以上の長期に及ぶ実験では熱損失が無視できないことがわかった。また、温度勾配を逆転させた2つの実験の温度プロファイルが線対称であること、双子型プローブ法によって求めた熱伝導率の実測値と最適熱伝導率がほとんど一致しており熱分散による熱伝導率の増加が見られないこと、自然対流発生の有無の指標であるレイリー数が小さいことなどから、ここで行った実験の条件下では、自然対流の影響はほとんどなく、熱伝導項と

熱損失項だけで熱移動現象の大部分が説明できることを明らかにした。

第4章では、第3章で使用したのと同じ土壌カラムを用いて、地下水面をもつ不飽和土壌層内の熱・水分同時移動実験を行い、得られた実測値と熱損失項を含む基礎方程式の数値解を比較検討することによって、採用した基礎方程式の妥当性を検証し、飽和・不飽和土壌層内の熱・水分移動特性について検討した。その結果、本研究で使用した基礎方程式を用いても、不飽和透水係数や局所的温度勾配などのパラメータを適当に定めれば、地下水面をもつ不飽和土壌層内の熱・水分同時移動特性を実用上十分な精度で再現できることがわかった。また、シミュレーション結果から、水分・熱フラックスの成分分離が可能となり、温度勾配による熱と水分の移動機構が明らかになった。一方、不飽和透水係数による感度解析の結果から、計算値と実測値の不一致の主な原因は不飽和透水係数にあることが推察された。また、豊浦標準砂に見られるような土壌水分特性曲線の形状をもつ土壌に対して、ある程度乾燥の進んだ不飽和層の圧力水頭を忠実にシミュレーションするためには、土壌水分特性曲線の毛管水帯から懸垂水帯に急激に変化する領域を正確に推定する必要があることもわかった。

第5章では、野外において不飽和土壌帯中の温度と圧力水頭を実測し、その実測結果に第4章で用いたのと同じ熱・水分同時移動モデルを適用することにより、自然の気象条件下における熱・水分移動の日変動特性について検討を加えた。また、補正係数と地表面境界条件がモデルの出力（温度、圧力水頭）に与える影響、および水収支法による蒸発量の算定について検討した。その結果、第4章で使用したモデルを用いれば野外における不飽和土壌帯中の温度・圧力水頭変化を十分に再現できることが確かめられた。次に、この計算結果を用いて、フラックス成分の分離を行い、各フラックス成分が特に地表面付近でどのように日変動するかを明らかにした。具体的には、地温勾配によるフラックス成分 q_{hc} 、 q_{hvt} 、 q_{vt} の移動方向は、地温プロファイルの変化にともない時刻・位置によって複雑に日変化するが、これに対して、圧力水頭勾配による q_{ve} 、 q_{hve} の移動方向は地温勾配によるフラックス成分ほど複雑な変化は生じないことがわかった。水分移動に伴う顕熱フラックス q_{tsl} は、その層での地温が基準温度よ

り高い場合は上向きの流れとなり、低い場合は下向きの流れとなることがわかった。一方、水分フラックスと熱フラックスの主要成分は、それぞれ液状水移動による q_l と熱伝導による q_m であった。また、補正係数による感度解析の結果より、本研究で用いた土壌は、その水分領域が比較的高水分側であったこと、粒径が細かったことなど理由から、この違いによる計算値の差はほとんどないことがわかった。地表面境界条件による感度解析の結果からは、地温・圧力水頭とも地表面に近いほど感度は鋭敏であり、深くなるにつれて鈍いことから、深さ25cm以深における圧力水頭の実測値と計算値の差が、地表面境界条件に起因するものではないことが推察された。さらに、水収支法による蒸発量の算定では、圧力水頭の実測値を用いて算定した E_{mss} はほぼ妥当な値となったが、計算値による E_{mss} は E_{mss} よりも6日間合計で9mm程度大きくなるという結果が得られた。

第4章でも述べたように、熱・水分同時移動シミュレーションにおける実測値と計算値の不一致の原因は、主に不飽和透水係数の推定にあると考えられる。したがって、実験結果をより正確に再現するためには、温度依存性をも考慮した不飽和透水係数の精密な測定法と推定式の確立が今後の課題である。

上述の課題は残されたものの、本研究では、地球上の水循環の中で非常に基礎的ではあるが複雑な現象である、土壌中の熱・水分移動現象について、室内実験および野外観測と理論モデルを用いることによって、現象の理論モデルによる検証とその特性の解明、モデル適用の際の問題点など重要な知見を得ることができた。本研究で得られたこれらの成果が、熱・水分移動モデルの現実的問題への適用に際して一つの指針となれば幸いである。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、京都大学大学院農学研究科丸山利輔教授には、研究の方向づけから取りまとめに至るまで終始懇切丁寧な御指導と激励を賜りました。先生には、筆者が学生時代より、研究の基礎について数多くのことを教えて頂きました。そして、今日、本研究の成果をまとめることができ、ここに深甚なる感謝の意を表するとともに、厚く御礼申し上げます。また、本論文を取りまとめるにあたり、論文の細部にわたり貴重な御指摘と御指導を賜った京都大学大学院農学研究科長谷川高士教授、高橋強教授、河地利彦教授に謹んで感謝の意を表します。さらに、京都大学大学院農学研究科堀野治彦助教授には、具体的な研究の指針や問題点の対応について、時に厳しく、時に暖かく御指導して頂き、感謝の念に耐えません。京都大学大学院農学研究科小林慎太郎助教授、渡辺紹裕助教授（現 大阪府立大学農学部助教授）をはじめ同大学院中村公人氏には、多大な御協力と支援を賜りました。また、計算機の利用等で京都大学農学部かんがい排水研究室の当時の大学院生、専攻生諸氏、半田智子事務官には大変お世話になりました。ここに記して深謝する次第であります。

筆者が解析プログラムで行き詰まっていたとき、信州大学工学部藤縄克之教授には、プログラムの作成方法について勉強させて頂きました。誠に有り難うございました。

北里大学獣医畜産学部佐藤裕一教授、佐藤幸一助教授には、本研究を進めるにあたり、多大なご便宜を賜りました。深く感謝いたします。また、飼料農地造成学研究室の専攻生諸氏には、現地観測・データ整理等で多大なご協力を頂きました。ここに御礼申し上げます。

最後に、論文の装丁などで貴重な助言をしてくれた妻・博子（元編集者）に深く感謝するとともに、本研究を支えて下さった多くの方々に再度感謝の意を表すと同時に厚く御礼申し上げます。